
**ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ
И ЕГО ПРОДУКТЫ**

ПЕТРОЗАВОДСК, 1977

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АН СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ СО АН СССР
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР И РСФСР
МИНИСТЕРСТВА ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ СССР И РСФСР
МОСКОВСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М. В. ЛОМОНОСОВА
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И ЕГО ПРОДУКТЫ

СИСТЕМАТИКА, ГЕОЛОГИЯ,
ПЕТРОЛОГИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ

(Материалы Второго Всесоюзного
палеовулканологического симпозиума.
2—7 июня 1975 г.)

ПЕТРОЗАВОДСК 1977

УДК 551.21.217

Палеовулканизм и его продукты (систематика, геология, петрология, металлогения). Материалы Второго Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. 2—7 июня 1975 г., г. Петрозаводск. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1977, стр. 120, ил.—28, библи. в конце статей.

В настоящий сборник материалов Второго Всесоюзного палеовулканологического симпозиума, состоявшегося в г. Петрозаводске, вошли доклады по вопросам формационного анализа, петрологии, петрохимии, петрохимической систематизации и металлогении вулканогенных образований докембрия ряда районов территории СССР (Карелия, Украина, Белоруссия, Кавказ). Приводятся новые данные по палеомагнитным исследованиям вулканогенных толщ Карпат и Грузии, а также обсуждается вопрос вулканизма Северо-Атлантической провинции.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, изучающих вопросы докембрийского вулканизма.

Редакционная коллегия:

В. С. Куликов, А. П. Светов (ответственные редакторы),
И. В. Лучицкий, В. И. Робонен, В. А. Соколов, Г. М. Фрейд

В. Т. Фролов, Т. И. Фролова

К ВОПРОСУ О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Выделение формаций зависит от понимания их сущности. Подавляющее большинство геологов и петрографов в определениях подчеркивают, что сущностью понятия формации является ее историко-геологическое содержание. Это вполне понятно, ибо основное назначение формационного анализа — углубление историко-геологических, в частности геотектонических и палеовулканологических исследований. На деле, однако, те же исследователи отходят от своих определений и понимают формацию чисто петрографически. Это ведет к упрощенному выделению формаций, в котором руководящим становится лишь та или иная петрографическая однородность формации. Но однороден ли в действительности петрографический состав формаций?

Если обратиться к конкретным формациям, то легко обнаруживается их петрографическая неоднородность. Даже наиболее однородные базальтовые формации платформ (траппы) начальных этапов развития геосинклиналей (например, в силуре Южного Урала) и океанов, помимо относительно кислых эффузивов, включают в качестве формациеобразующих разнообразные осадочные породы, что делает и эти формации неоднородными как петрографически, так и генетически. Только искусственно отвлекаясь от осадочного компонента, можно представить подобные базальтовые формации относительно однородными, но это уже не геологические, а петрографические формации. Между тем всеми подчеркивается, что магматические формации являются геологическими формациями, и в этом их ценность для тех или иных историко-геологических реконструкций.

Другие формации более пестры, неоднородны и контрастны по составу и составляют подавляющее большинство. В них зачастую сочетаются не только разнообразные осадочные и вулканогенно-осадочные, но и разнородные вулканические породы. Например, широко известная карамалыташская свита эйфельского возраста Южного Урала — эталон спилито-кератофировой формации — состоит не только из разных по составу и происхождению вулканических пород (базальтовых и липаритовых), но и из рифовых и других известняков, яшм и иных силицитов, туфов разного состава и вулканитовых обломочных пород, местами замещающих эффузивный разрез нацело (Фролов, Фролова, 1965; Фролова, 1968). Если мы считаем возможным весь этот пестрый породный комплекс рассматривать как единую формацию, а это наиболее правильная точка зрения, то что же тогда остается от критерия петрографической однородности при выделении формаций? Петрографический состав, по крайней мере один, здесь, следовательно, не выражает сущ-

ности формации, уступая место особенностям сочетания разнородных элементов, которые определяются только общей геологической обстановкой формирования этих сочетаний. Связь некоторых элементов в формации не только не генетическая, но даже не парагенетическая, а паракатетическая (паракатезис — сонахождение, Устиев, 1970). Но поскольку подобные сочетания — не исключения, можно говорить и о генетической связи, но более общего характера, порожденной повторяющейся, типовой геологической обстановкой, в которой и осуществляется совмещение генетически различных образований.

Петрографически также весьма неоднородны и вулканогенно-осадочные и чисто осадочные формации, например, флиш и моласса. Флиш по составу может быть терригенным, вулканогенным, кремневым и карбонатным, т. е. почти любым, а формация флиша одна. Следовательно, и в данном случае суть формации не в петрографическом составе, а в особенностях строения — ритмичности, выражающей единый для всех петрографических вариантов флиша способ формирования, в фациальной структуре, которая отражает палеотектонический план и для своего выявления непременно требует регионально-стратиграфических исследований. Без последних мы рискуем принять за флишевую формацию только часть (фацию — тонкоритмичный флиш) единого геологического тела, которое состоит еще из грубого, дикого флиша и из практически неритмичной глинистой фации. Только в таком сложном составе флишевая формация, как и любая другая, будет обладать свойством неделимости — необходимым условием элементарности природной единицы того или иного уровня организации вещества, и только в целом она представит и специфический тектонический план и определенный этап развития геологической области.

Молассовые формации отличаются от флишевых особенностями строения (циклическостью и фациальным планом) и генетическим составом, т. е. формационно, нередко петрографически полностью ему идентичны, что лишний раз показывает, в чем сущность формационности.

Рассмотренные примеры показывают, что в формациях могут сочетаться самые разнообразные породы, в классификациях нередко отстоящие далеко друг от друга. Поэтому признак однородности состава следует понимать весьма относительно, а применять при выделении формаций из разреза весьма осторожно, как парапризнак в дополнение к другим геологическим признакам, ведущим при выделении формаций.

Для определения характера формационной единицы рассмотрим положение формаций в ряду вещественных единиц Земли. По возрастанию размера все элементарные разной сложности или разного масштаба единицы обычно располагаются в следующем ряду: минерал — горная порода — формация — ассоциация формаций — геологический регион — литосфера и другие оболочки Земли — Земля. Каждая единица высшего порядка в этом ряду является ассоциацией единиц непосредственно более низкого порядка, например, порода — ассоциация минералов, формация — ассоциация пород и т. д. На первый взгляд формация — такая же вещественная единица, как и порода, минерал, только более высокого ранга и весь ряд должен представляться однородным и равномерным. Но если подойти к анализу ряда с историко-геологическим критерием, то можно наметить качественную границу, которую, вероятно, впервые указал В. И. Попов (1952), а затем неоднократно подчеркивал Г. П. Леонов (1974). Минералы, как и более мелкие единицы, не несут сколько-нибудь заметного историко-геологического содержания: они в этом отношении практически космополитичны. В основном вещественны и неисторичны горные породы: базальт, гранит.

песчаник. Они обычно одинаковы на разных структурах и в разных возрастных подразделениях, будучи подобными стандартным деталям, из которых, однако, могут быть построены неповторимые здания. Следует оговориться, что породы (чарнокиты, рапакиви, органогенные известняки и некоторые другие), а также определенные особенности минералов (например, окисленность в них железа) и некоторые химические элементы отражают смену на Земле типов атмосферы, развитие биосферы и направленную эволюцию недр. Но не об этом развитии и не о планетарной истории в основном идет речь при выделении формаций, а об этапах более мелких, циклично повторяющихся, региональных по радиусу действия. Геологические формации, на уровне которых организация вещества достигает достаточной сложности, перестают быть в основном вещественными, становятся в значительной мере индивидуальными, неповторимыми, нестандартными, полно отражающими место и время (этап) своего образования, т. е. переходят в новое историко-геологическое качество.

Таким образом, качественная граница, разделяющая чисто вещественные и историко-геологические единицы, проходит между породным и формационным уровнями организации вещества. Лишь с определенного уровня сложности и размера элементарная вещественная единица приобретает новое, историко-геологическое, содержание, становясь региональной, т. е. собственно геологической, если, помимо общего понимания геологии, различать еще и узкое, специфическое, отличное от минералогического и петрографического, содержание науки о Земле. Как регионально-геологические исследования не могут быть сведены к петрографическим или геохимическим, так и сущность формации не может быть выражена «петрографической однородностью». В противном случае это приведет к отказу от самого понятия о формации.

Формации начинают ряд в качестве наименьшей элементарной единицы по основному своему содержанию историко-геологических единиц, включающий далее ассоциации формаций или формационные ряды, геологические регионы или области, материки и океаны, оболочки Земли и, наконец, Землю в целом. Эти единицы, в отличие от минералогических и петрографических, несут на себе четкие отпечатки места и времени своего формирования, и по этой причине, а также из-за достаточных размеров они могут быть прослежены в региональном плане. Они естественно более индивидуальны и поэтому труднее поддаются выделению и типизации по свойствам, о чем речь ниже.

Но какой должна быть единица, чтобы в качестве формационной быть полноценной в историко-геологическом отношении? Очевидно такой, которая отвечает определенному этапу геологического развития естественно обособленной геологической области или региона. Поэтому и границы такой единицы будут наиболее четкими, что облегчает ее выделение.

Литостратиграфические единицы, в частности формации американских геологов, имеют четкие границы, но они не отвечают первому основному условию, поскольку разновозрастны в разных местах региона и не охватывают его целиком (являются чаще всего лишь фацией того или иного естественного тела), т. е. не отвечают целостному этапу развития геологической области. Ни первому, ни второму условию не удовлетворяют подразделения в объеме международной стратиграфической шкалы, за исключением районов их выделения, где эти подразделения естественны.

Наиболее полно историко-геологическому содержанию формации отвечают подразделения региональных стратиграфических шкал — гео-

стратиграфические единицы Г. П. Леонова (1974), в СССР называемые свитами. Они и выделяются как толщи, отвечающие этапам развития региона. От смежных свит отличаются литологическим составом и поэтому на большей площади распространения имеют четкие литологические границы, т. е. являются естественными телами в той мере, в которой это вообще возможно для единиц такого масштаба и ранга. Ведущим признаком при выделении из разреза свит выступает, однако, не петрографический состав, а внутренняя структура, т. е. особенности строения в разрезе (смена слоев) и на площади (фациальная изменчивость). Наличие внутренней структуры обуславливает свойство неделимости — важнейший признак элементарности природных единиц. Свита поэтому может быть расчленена лишь на ее части — подсвиты (в разрезе) и фации (в плане), которые не являются самостоятельными — это «органы» целого организма.

Выделение свит как конкретных формаций производится методами геологического картирования. При этом петрографический признак выступает как важный, но второй признак, уступающий структурному, — особенностям строения в разрезе и на площади, характеру границ, взаимоотношениям со смежными телами и форме тела. Петрографический состав играет более важную роль при выделении магматических комплексов, а на стадии их классификации как магматических геологических формаций он становится ведущим. Выделение конкретных магматических формаций — магматических комплексов — в принципе аналогично выделению регионально-стратиграфических свит, а эффузивные комплексы вообще выделяются как свиты еще до рассмотрения их в качестве формаций (Кузнецов, 1964).

Выделение формационных единиц как регионально-стратиграфических подразделений сохраняет все особенности объективного, эмпирического подхода, который является основным достоинством парагенетического направления (Шатский, 1945; Херасков, 1952 и др.), но оно лишено тех отрицательных сторон крайней эмпиричности, которые в конечном счете заводят учение о формациях в тупик. В самом деле, парагенетический метод приводит к выделению лишь литологических единиц и, несмотря на определенность литологического критерия, нередко становится субъективным. Выделение же формаций как регионально-стратиграфических единиц руководствуется направляющим принципом этапности, и в этом оно подобно генетическому подходу (Белоусов, 1962; Хаин, 1973) и имеет ту отрицательную сторону, которая определяется представлением об однозначной связи формаций со стадиями геотектонического цикла и с определенными структурами, заранее предопределяющей выделение тех формаций, которые должны отвечать этой стадии. Понятие об этапе осадконакопления или этапе формирования магматического комплекса лишь внешне сходно с понятием о стадии геотектонического цикла у В. В. Белоусова; на самом же деле этап — не канонизированная стадия, отвечающая фиксированной структурной зоне, а заранее не определяемый региональный цикл явлений, приводящий к обособлению отвечающего ему комплекса слоев или магматических образований — свиты или магматического комплекса как конкретных формаций. В это понятие заранее не вкладывается никакого иного содержания, кроме одного, и то структурного (следовательно, объективного), — быть целостным комплексом слоев или пород (удовлетворение критерию элементарности), отвечающим этапу развития той области, на которую этот комплекс распространяется. Поэтому выделение последнего не утрачивает ценных свойств эмпирического, объективного и непредвзятого подхода, поскольку структура комплекса и принадлежность к нему слоев или пород (критерий одновозраст-

ности) — морфологические свойства и устанавливаются объективно.

Таким образом, выделение формаций как регионально-стратиграфических единиц сочетает в себе кажущиеся несовместимыми сильные стороны парагенетического (объективность выделения) и генетического (выделение не чисто эмпирическое, а в соответствии с направляющим принципом) подходов, что делает эти единицы наиболее ценными в историко-геологическом отношении, а их выделение — важным методом исследования, в частности, в рамках формационного анализа (Леонов, 1974).

Выделение формационных единиц в результате оказывается за пределами самого учения о формациях, поскольку осуществляется в рамках стратиграфического исследования. Но то, что в региональной стратиграфии является конечной целью — выделение из разреза свит (конкретных формаций), в учении о формациях — лишь исходный пункт. В рамках учения о формациях (формациологии) типизация и классификация выделенных при региональных или формационных, стратиграфических исследованиях конкретных формаций являются первой задачей. При типизации, естественно, на первый план выходят такие собственные признаки формаций, как петрографический состав и структура (Белоусов и др., 1973), а также та или иная их генетическая сторона, к которой и сводится смысл понятия формации.

Геологическая формация может быть определена как историко-геологический тип ассоциаций горных пород, генетических типов или фаций, отвечающий устойчиво существовавшей в пределах того или иного региона геологической обстановке, в свою очередь определяемой тем или иным сочетанием тектонической и климатической обстановок. Следовательно, формация — это «формационный тип», к которому следует относить ту или иную «конкретную формацию» (свиту или магматический комплекс). Номенклатура формаций, складывавшаяся исторически, непоследовательна и отражает то петрографический состав, то особенности строения, то генетический состав.

По петрографическим особенностям, отражающим способ формирования пород, вулканогенные формации подразделяются прежде всего на собственно вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Далее среди первых по степени однородности состава выделяются три класса: однородные, представленные базальтовыми и липаритовыми типами, дифференцированные или непрерывные, представленные подклассами формаций узкого спектра (базальт-андезитовые, андезит-дацитовые) и формациями широкого спектра (базальт-андезит-дацит-липаритовые, андезит-дацит-липаритовые и др.) и, наконец, неоднородные контрастные, представленные базальт-липаритовыми, базальт-дацитовыми и базальт-трахитовыми типами. Среди вулканогенно-осадочных формаций по вулканогенной составляющей выделяются аналогичные подразделения, но учитывается еще и осадочный компонент.

Основой разработки структурно-стадийной тектонической классификации вулканогенных формаций могут служить опубликованные схемы (Кузнецов, 1964; Карта магматических формаций СССР, 1971 и др.).

Совершенствование и углубление учения о формациях вообще и изучение вулканогенных формаций, в частности, должны идти прежде всего по пути выделения полноценных в историко-геологическом смысле формационных единиц, во-вторых, по пути более тщательного изучения внутреннего строения формаций и их взаимоотношений с соседними, а также взаимосвязей со стадиями развития и структурами земной коры и более глубокими зонами Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1962.
- Белоусов А. Ф., Изох Э. П., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В. О карте магматических формаций СССР.—Геология и геофизика, 1973, № 5.
- Карта магматических формаций СССР. Л., 1971.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.
- Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях.—Геология и геофизика, 1973, № 8.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 2. М., 1974.
- Попов В. И. Состояние и задачи изучения осадочных формаций. Совещание по осадочным породам. Вып. 1. М., 1952.
- Фролов В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала.—Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965.
- Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании.—Сов. геология, 1968, № 11.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).—Бюл. МОИП, отд. геол., т. 27, 1952, № 5.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Южного Урала. М., 1945.

А. А. Предовский

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Совершенствование петрогеохимической систематики магматических и в особенности вулканических горных пород по-прежнему остается актуальной задачей. На это указывает появление все новых работ, посвященных данному вопросу (Белоусов, 1974; Зелепугин, Николаев, 1971; Маракушев, 1973; Штейнберг, 1964 и др.).

Представляется, что именно петрогеохимическая систематика, как наиболее точная и универсальная, а не минералого-петрографическая позволит выявить глубокие системные связи магматитов и закономерности эволюции вулканизма и магматизма в целом в истории Земли. Необходимо подчеркнуть, что такая позиция находится в известном противоречии с рекомендациями подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук (см. «Классификация и номенклатура...», 1975, а также Streckeisen, 1967), которые основаны на представлениях о преимуществе минералого-петрографических методов систематики изверженных пород перед петрогеохимическими.

Предпринятый недавно А. Ф. Белоусовым (1974) детальный анализ требований, предъявляемых к петрохимическим приемам систематики эффузивных пород, избавляет автора от необходимости останавливаться на этом вопросе. Отметим только, что А. Ф. Белоусов аргументированно отстаивает важность петрохимической классификации вулканитов и магматитов вообще.

Предлагаемый вариант петрогеохимической систематики вулканитов, основанный на изучении весьма большого объема аналитических данных, представляет собой попытку разработки основной схемы рас-

членения вулканитов по составу и предусматривает возможность их дальнейшего последовательного разделения по ряду петрогеохимических параметров. Данная систематика именуется петрогеохимической в связи с тем, что в ее основу положены некоторые допущения о характере поведения породообразующих компонентов, а также потому, что в ее полном варианте предполагается использование ряда рудогенных и редких элементов как индикаторов определенных тенденций петрогенезиса. Все излагаемое ниже относится только к силикатному типу магматических образований.

В качестве главных параметров состава как магматитов в целом, так и вулканитов в частности нами используются фемичность или основность пород (F) и их общая щелочность ($Alk_{общ}$). Параметры рассчитываются в молекулярных количествах по следующим формулам:

$$F = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO}{SiO_2}$$

$$Alk_{общ} = K_2O + Na_2O$$

Представляется, что параметр F лучше отражает меланократовость состава магматических пород, чем параметр «b» А. Н. Заварицкого (1950) или его модификации, поскольку он не зависит от содержания двусмысленного в рассматриваемом отношении компонента — извести, а также независим от реального или рассчитанного поминерального распределения компонентов. Оценка некоторыми исследователями основности пород прямо по содержанию кремнезема (Зелепугин, Николаев, 1971; Маракушев, 1973 и др.), по-видимому, является неравномерной, так как не учитывает содержания фемических компонентов. Это приводит в некоторых случаях к искажению соотношений различающихся по щелочности пород на диаграммах по сравнению с их природными связями, что особенно резко проявляется для основных — ультраосновных образований и критиковалось А. Ф. Белоусовым (1974). Избранные главные параметры систематики отражают наметившуюся у многих исследователей тенденцию считать меланократовость и щелочность основными координатами для классификационного разделения силикатных магматитов.

В качестве наиболее важных дополнительных параметров состава, использование которых в данном сообщении специально не рассматривается, могут быть названы содержание глинозема, извести, титана, никеля, хрома, фосфора, редких литофилов, соотношение содержаний щелочей, магнезии и окислов железа, окиси и закиси железа, глинозема и извести, глинозема и закиси железа, тория и урана, бария и стронция, рубидия и стронция. Эти параметры могут служить как для уточнения пределов классов магматитов (включая интрузивные и вулканические подклассы), так и для выделения групп и подгрупп внутри классов и подклассов.

В координатах фемичность (основность) — общая щелочность принципиальная основа систематики магматитов показана на рис. 1. С учетом традиционных представлений и с некоторыми дополнениями выделяется семь классов магматитов по фемичности, для которых в данном случае использованы наименования, общие для вулканических и интрузивных образований. При этом для класса кислых магматитов употребляется наименование «сиалиты», для средних — «мезиты» (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963), для основных — «базиты» и «пикрит-базиты» (меланократовые базиты некоторых авторов). Данные автора и его коллег, анализ литературных материалов приводят к необходимости выделения нового самостоятельного класса магматитов, зани-

мающего промежуточное по фемичности положение между меланократовыми базитами и гипербазитами (Предовский и др., 1971, 1974; Жангуров, Предовский, 1974). Магматиты этого класса в целом, соблюдая преемственность, можно именовать «пикритами». Эффузивный подкласс пикриковых магматитов не должен отождествляться с «коматитами» Вильджоенов (Viljoen M., Viljoen R., 1969), поскольку выделяе-

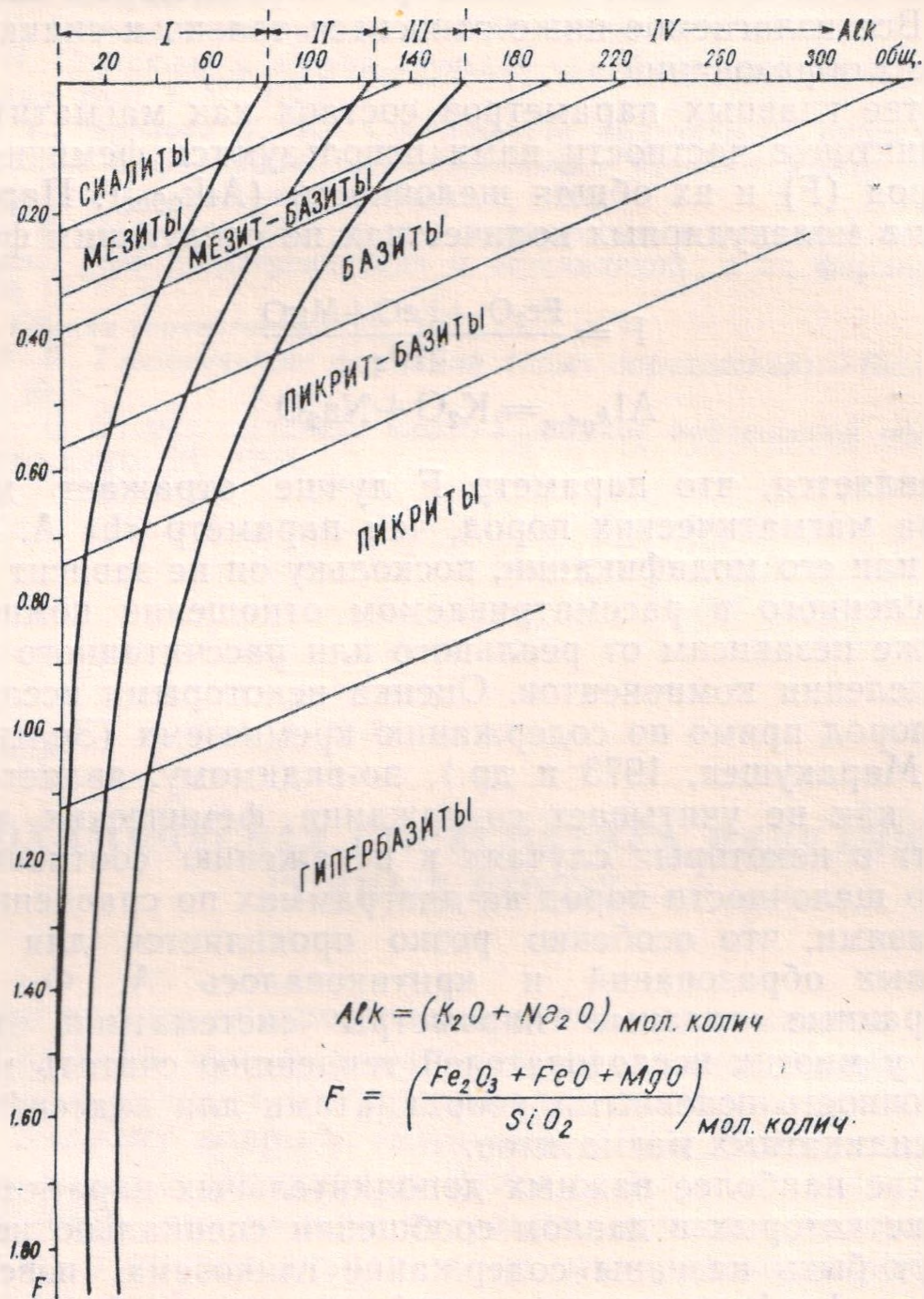


Рис. 1. Основная схема систематики силикатных магматитов в координатах фемичность—общая щелочность. Наклонные поля с наименованиями—классы магматитов по фемичности. Изогнутые субвертикальные линии делят классы на группы разного уровня щелочности. Зоны щелочности: I—низкощелочные образования, II—нормальной щелочности, III—повышенной щелочности (субщелочные, трахимагматиты), IV—высокой щелочности (щелочные магматиты).

мые этими исследователями образования, хотя и рассматриваются в качестве нового класса пород, отличаются весьма значительными вариациями основности от уровня гипербазитов и пикритов («перидотитовые коматиты») до меланократовых и обычных базитов («базальтовые коматиты»).

Основная схема систематики магматитов в определенной степени отражает некоторые независимые условия и факторы магмообразования. Совокупность геологических данных явно указывает на то, что

отличия пород по фемичности обусловлены не только и, может быть, не столько явлениями собственно магматической дифференциации, но в значительной мере — разной степенью основности подвергающихся плавлению субстратов, т. е. зональностью состава коровых и подкоровых оболочек Земли. Дискуссия о количестве различающихся по составу исходных субстратов, за счет которых формируются магмы, это современный вариант дискуссии о количестве родоначальных магм.

Различия пород по уровню общей щелочности, если оставить в стороне щелочность, присущую нормальным и низкощелочным породам и магмам, в согласии с представлениями Ю. М. Шейнманна (1961, 1968) могут быть объяснены прежде всего явлениями глубинной щелочной эволюции, развивающимися в очагах генерации магмы и предшествующими процессам магматической дифференциации. По представлениям автора (Предовский, Каржавин, 1973; Предовский, 1975) процессу щелочной эволюции могут подвергаться магмы различной изначальной основности. Этот процесс, по-видимому, имеет обменный «сквозьмагматический» характер, обуславливается явлениями дегазации мантии в корневых частях рифтогенных структур и реализуется как привнос в очаги магмообразования из прилегающих и подстилающих частей глубинных оболочек щелочей и сопровождающих их титана, фосфора и редких литофилов в виде соединений с летучими. Привнос контролируется распадом этих соединений и последующим выносом летучих, части фемических компонентов и в меньшей мере — щелочей вверх через ослабленные зоны рифтогенов. Этот гипотетический механизм, согласующийся с данными ряда исследователей (Виноградов, 1964; Гоньшакова и др., 1971; Коржинский, 1962; Овчинников и др., 1970), может быть ответственным за снижение фемичности родоначальных магм в связи с ростом их общей щелочности, что выражается на основной диаграмме (рис. 1) подъемом классификационных полей вправо, и в какой-то степени обычно обнаруживается и на диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого.

Таким образом, положение точки состава случайной породы на основной диаграмме может зависеть от фемичности и уровня щелочности исходной магмы, а также от степени проявления ее щелочной эволюции, магматической дифференциации и ряда других явлений. С точки зрения автора, влияние собственно магматической дифференциации должно специально аргументироваться, а не постулироваться, особенно в применении к вулканитам, на что в свое время обращал внимание В. С. Коптев-Дворников с соавторами (1967).

Необходимо подчеркнуть, что одинаковый, в том числе и повышенный, уровень общей щелочности сильно отличающихся по фемичности и пространственно ассоциированных пород не обязательно служит признаком их генетического родства, т. е. комагматичности. По-видимому, этот признак неоправданно использован А. Ритманом (1964) для обоснования «родственности» вулканитов, так как он может быть следствием сходной степени щелочной эволюции разноглубинных очагов магмообразования под влиянием однотипного тектонического режима.

Фемичность и общая щелочность, несмотря на свою высокую информативность, все же недостаточны для того, чтобы с их помощью графически показать все основные «уклоны» магматитов, среди которых важное место занимает глиноземистый. С учетом последнего составлена диаграмма: общая глиноземистость ($Al_{общ}$) — фемичность — общая щелочность, показанная на рис. 2, которая позволяет различать ассоциации пород низкощелочного (в том числе и высокоглиноземистого — «плагноклазитового» типа), нормального, субщелочного и высокощелочного (с повышенной глиноземистостью) типов.

На диаграмме приведены примеры составов пород по разным источникам с сохранением первоначальных наименований. Необходимо оговориться, что эта подборка, впрочем как и все существующие, не является вполне удовлетворительной. По-видимому, нужна специальная целенаправленная исследовательская работа по выявлению представи-

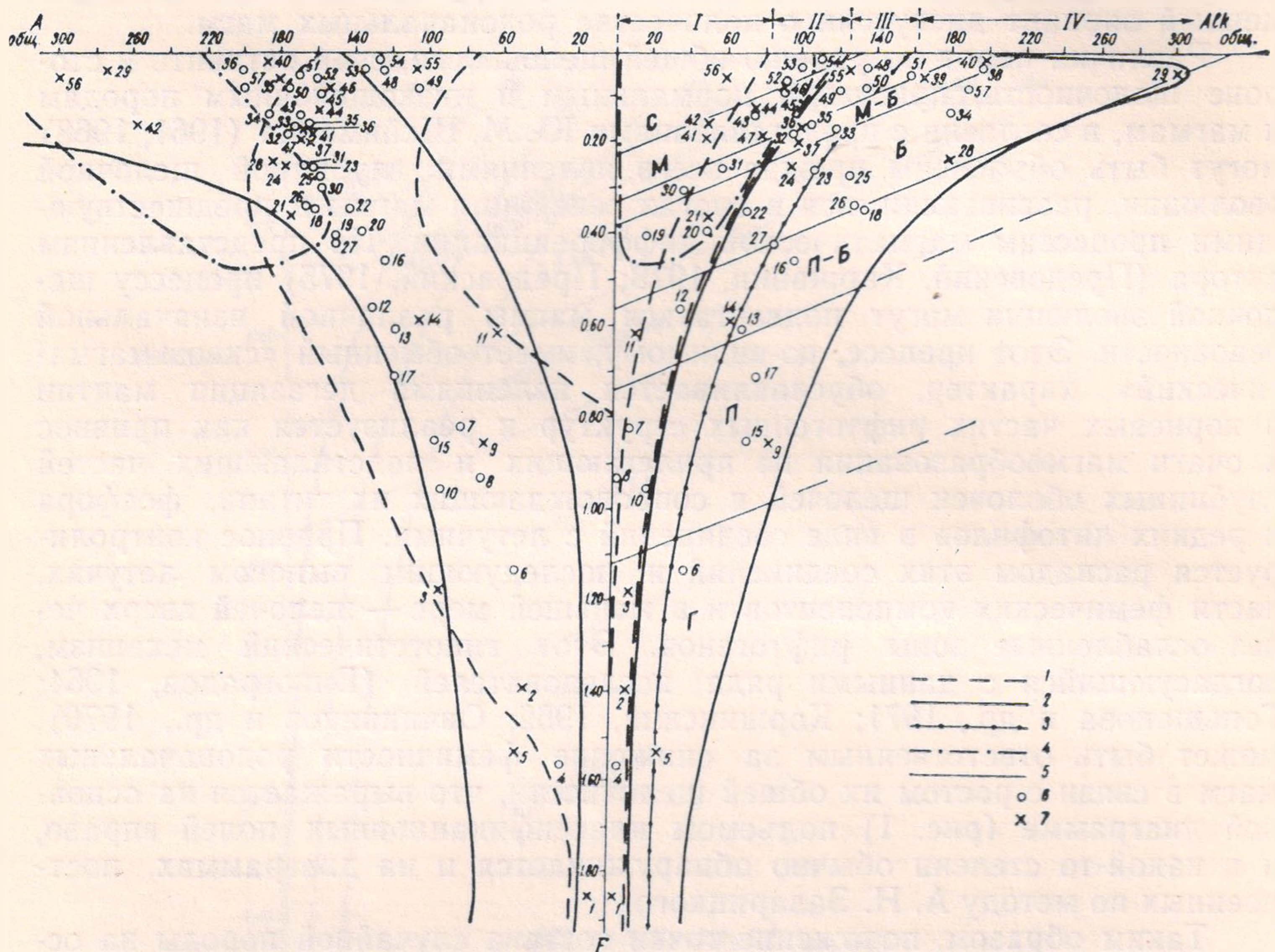


Рис. 2. Поля некоторых основных типов магматитов в координатах: общая глиноземистость—фемичность—общая щелочность.

Усл. обозн.: С—сидериты; М—мезиты; М-Б—мезит-базиты; Б—базиты; П-Б—пикрит-базиты; П—пикриты; Г—гипербазиты.

1 — зона пород нормальной щелочности; 2 — объединенная зона субщелочных и щелочных пород; 3 — граница зон субщелочных и щелочных пород; 4 — область высокоглиноземистых пород с пониженной и отчасти нормальной щелочностью («плагиоклазитовый тип»); 5 — границы классов магматитов; 6 — примеры составов эффузивных пород; 7 — примеры составов интрузивных пород.

Арабскими цифрами на рисунке обозначены следующие точки примеров составов магматитов (примеры без ссылок заимствованы у А. Н. Заварицкого (1955): 1 — дунит, 2 — лерцолит, 3 — кортландит (Зимин, 1973), 4 — меймечит, 5 — слюдяной пироксенит (Францессон, 1963); 6 — нефелин-оливиновый порфирит с биотитом (Гоньшакова, Егоров, 1968), 7 — пикрит (Предовский и др., 1974) 8 — пикрит (то же), 9 — слюдяной пироксенит (Францессон, 1968), 10 — пикрит, 11 — диаллагит, 12 — оливиновый базальт (Шейнманн, 1968), 13 — лимбургит, 14 — миссурит, 15 — мелилитовый базальт, 16 — нефелинит (Шейнманн, 1968), 17 — оливиновый нефелинит (Йодер, Тилли, 1965), 18 — лейцитит с мелилитом (Ритман, 1964), 19 — оливиновый толеит (Йодер, Тилли, 1965), 20 — плато-базальт, 21 — габбро вообще, 22 — спилит, 23 — трахибазальт, 24 — эссексит, 25 — лейцитит, 26 — нефелинит, 27 — базанит, 28 — иолит, 29 — уртит, 30 — долерит (Тасмания, Кутюлин, 1972), 31 — кварцевый базальт, 32 — шошонит, 33 — банакит, 34 — лейцитифир, 35 — латит, 36 — монзонит, 37 — слюдяной сиенит, 38 — фонолит, 39 — пуласкит, 40 — мариуполит, 41 — габбро-анортозит (Богданов, 1974), 42 — анортозит (Лутц, 1974), 43 — андезит, 44 — кварцевый диорит, 45 — кварцевый латит, 46 — гранодиорит, 47 — бескварцевый диорит, 48 — комендит (Шейнманн, 1968), 49 — пантеллерит (то же), 50 — трахит, 51 — щелочной трахит, 52 — дацит, 53 — риолит, 54 — кварцевый кератофир, 55 — щелочной гранит (Батиева, Бельков, 1968), 56 — анортозит (Лутц, 1974), 57 — тингуит.

тельных групп и примеров пород, которая может быть предпринята на основе принципов петрогеохимической систематики магматитов. Последнее оговаривается в связи с известной условностью границ и критериев выделения совокупностей природных объектов.

Относительно диаграммы (рис. 2) следует добавить, что поле низкощелочных пород с высокой общей глиноземистостью лишь искусственно ограничено областью «плагиоклазитов». Аналогичная тенденция

проявляется и для пород с более высоким уровнем фемичности, однако имевшихся в распоряжении автора материалов оказалось недостаточно, чтобы проследить границу поля данных пород ниже области базитов.

Расположение главных петрогеохимических групп вулканитов на основной диаграмме показано на рис. 3. Предлагаемые наименования групп приведены в подписи к рисунку. Здесь необходимы только некоторые пояснения. Для групп вулканитов, относящихся к разным подклассам, но находящихся в низкощелочной зоне, применяется приставка «прото»-, символизирующая низкий уровень накопления щелочей и близость рассматриваемых пород в этом отношении к древнейшим горным породам планет солнечной системы, представителями которых являются

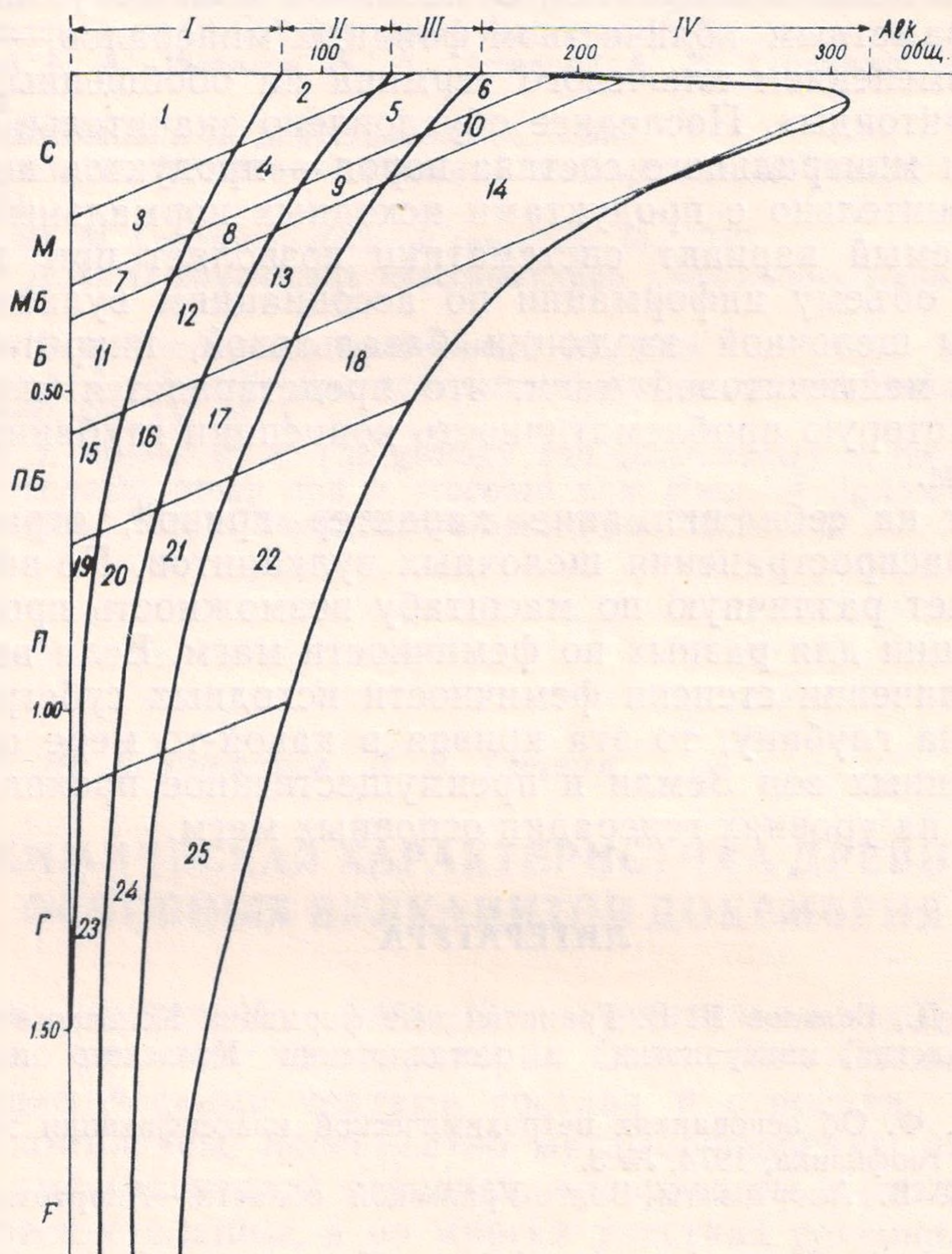


Рис. 3. Расположение главных петрогеохимических групп вулканитов на диаграмме фемичность — общая щелочность.

Буквенные обозначения см. рис. 2. Арабскими цифрами обозначены следующие группы: 1 — вулканические аналоги кислых плагиоклазитов, 2 — дациты — риолиты — кварцевые кератофиры, 3 — протоандезиты и вулканические аналоги средних плагиоклазитов (высокоглиноземистые протоандезиты), 4 — андезиты — кварцевые андезиты, 5 — трахиандезиты (комендиты — пантеллериты), 6 — щелочные андезитонды (щелочные трахиты и др.), 7 — протоандезит-базальты и высокоглиноземистые протоандезит-базальты, 8 — андезит-базальты отчасти высокоглиноземистые, 9 — трахиандезит-базальты (латиты, шошониты, банакиты и др.), 10 — щелочные андезит-базальтоиды (фонолиты и др.), 11 — протобазальты и высокоглиноземистые протобазальты, 12 — базальты, отчасти высокоглиноземистые, 13 — трахибазальты, 14 — щелочные базальты (отчасти фонолиты), 15 — протопикрит-базальты, отчасти высокоглиноземистые, 16 — пикрит-базальты, 17 — трахипикрит-базальты, 18 — щелочные пикрит-базальтоиды, 19 — протопикриты, отчасти с повышенной общей глиноземистостью, 20 — пикриты, 21 — трахипикриты, 22 — щелочные пикритонды, 23 — меймечиты, 24 — кимберлиты-трахимеймечиты, 25 — щелочные эффузивные гипербазиты щелочные (меймечитонды).

лунные образования. Для групп вулканитов зоны нормальной щелочности использованы наиболее употребительные общие наименования. При этом считается, что пикритовые вулканиты являются аналогами не гипербазитовых, а пикритовых (по уровню фемичности) интрузивных образований. Гипербазитам же соответствует подкласс вулканитов, которые по правилам приоритета следовало бы именовать меймечитами. На такое положение пикритов в свое время в осторожной форме, но четко указывал А. Н. Заварицкий (1955). Граничные значения содержания магнезии для вулканических пикритов и меймечитов по разным источникам могут быть определены в 23—25 вес. %.

Группы пород зоны повышенной щелочности обозначены приставкой «трахи-», а высокой щелочности, отмечаемой обычно устойчивым присутствием и заметным количеством фойдитных минералов, — словом «щелочные», с изменением ключевого термина на обобщенный — «базальтоиды», «пикритоиды». Последнее обусловлено значительным отличием химического и минерального состава пород — продуктов щелочной эволюции — сравнительно с продуктами исходных нормальных магм.

Предлагаемый вариант систематики позволяет при наличии достаточной по объему информации по ассоциациям вулканитов различать продукты щелочной эволюции базальтовой, пикрит-базальтовой, пикритовой и меймечитовой магм, что представляется полезным, несмотря на некоторую проблематичность концепции глубинной щелочной эволюции магм.

Обращает на себя внимание характер кривой, ограничивающей справа зону распространения щелочных вулканитов. По-видимому, эта линия отражает различную по масштабу возможность проявления щелочной эволюции для разных по фемичности магм. Если верна предпосылка об увеличении степени фемичности исходных субстратов магмообразования на глубину, то эта кривая в какой-то мере отражает состояние глубинных зон Земли и преимущественное проявление щелочной эволюции на уровнях генерации основных магм.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова.— Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуострова. Л., 1968.

Белоусов А. Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород.— Геология и геофизика, 1974, № 3.

Богданов С. В. Анортозиты Волго-Уральской области.— Анортозиты СССР. М., 1974.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— Химия земной коры. Т. 2. М., 1964.

Гоньшакова В. И., Егоров Л. С. Петрохимические особенности ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., 1968.

Жангуров А. А., Предовский А. А. Химизм пород и природа первичной магмы никеленосных интрузий Печенги.— Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., 1950.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1955.

Зелепугин В. Н., Николаев В. Ф. Петрохимические методы изучения вулканогенных пород.— Методические указания по геологической съемке м-ба 1:50000. Вып. 2, Л., 1971.

Зимин С. С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск, 1973.

Йодер Г. С., Тилли Е. Э. Происхождение базальтовых магм. М., 1965.

Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М., 1975.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., 1967.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., 1962.

- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., 1963.
- Лутц Б. Г. Анортозиты Анабарского щита.—Анортозиты СССР. М., 1974.
- Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 8.
- Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В. Геохимия магматических пород.—Геохимия, 1970, № 4.
- Предовский А. А. Использование состава щелочных магматитов для количественных оценок палеотектонического режима.—Природа и хозяйство Севера. Вып. 4. Апатиты, 1975.
- Предовский А. А., Жангуров А. А., Федотов Ж. А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медноникелевого оруденения Печенги.—Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971.
- Предовский А. А., Каржавин В. К. Геотектонические и геохимические причины щелочной эволюции мантийных и коровых магм.—Вопросы геологии и палеогеографии Севера европейской части СССР. Тез. докл. Апатиты, 1973.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л., 1974.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964.
- Шейнманн Ю. М. Введение.—Геология месторождений редких элементов. Вып. 12—13. М., 1961.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1968.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964.
- Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., 1968.
- Streckeisen A. L. Classification and nomenclature of igneous rocks.—Neues. Jahrb. Mineral. Abh., 1967, Bd. 107, H. 3.
- Viljoen M. J. Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks.—Upper Mantle Project.—Geol. Soc. of South Africa. Spec. Publ., 1969, N 2.

С. Н. Сулова, Ю. Б. Богданов, Л. В. Травин

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕЙШИХ ОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ ДОКЕМБРИЯ

Архейские комплексы, слагающие значительные участки древних щитов, широко развиты на территории Советского Союза и обладают многими специфическими чертами состава и строения. Породы, слагающие эти комплексы, повсеместно метаморфизованы на уровне гранулитовой и амфиболитовой ступеней, превращены в различные гнейсы и кристаллические сланцы, а во многих участках регионально гранитизированы. Характерной чертой их является широкое развитие пород эндербит-чарнокитовой серии. Стратиграфические разрезы архейских образований различных регионов мира характеризуются большим сходством (Салоп, 1973) и выдержанностью состава внутри каждого из районов их развития. Своеобразны также складчатые структуры архейского возраста. Для них характерно широкое развитие изоклиналиных складок, группирующихся в крупные замкнутые структуры нелинейного типа — «складчатые гнейсовые овалы» (Салоп, 1971). Все эти особенности свидетельствуют, по мнению многих исследователей, о специфичности тектонической и физико-географической обстановки, в которой происходило формирование архейских осадочных и магматических пород, и о своеобразии термодинамического режима Земли в архейское время. В связи с этим важное значение приобретает изучение вещественного состава древнейших вулканогенных образований и, в частности, метаморфизованных базальтоидов. Исследование петрохимии этих пород может привести к существенным выводам как о закономерностях

эволюции вулканизма во времени, так и об особенностях строения земной коры и верхней мантии Земли (в пределах которой происходит генерация базальтовой магмы) на древнейших этапах ее геологического развития.

Метаморфизованные магматические образования основного состава (базальтовые лавы, их туфы, а также постоянно ассоциирующие с ними силлы) широко развиты среди архейских образований многих регионов и приурочены, главным образом, к средним частям их разрезов, где образуют самостоятельный мощный комплекс пород. В Сибири это тимптонская и курультинская серии Алданского щита, верхнеанабарская серия Анабарского щита, зверевская серия хребта Станового, в пределах Балтийского щита — хетоламбинская свита Беломорья, амфиболиты кольской серии, большая часть гранулитового комплекса Кольского п-ова (включая породы пинкельяврской и чудзьяврской свит), на Украинском щите — побужская и днестрово-бугская свиты бугской серии и азовская подсерия приазовской серии. С этими комплексами пространственно связан ряд месторождений и рудопроявлений, основными среди которых являются проявления железных руд, флогопита и апатита.

Метаморфизованные вулканиты представлены в составе описываемых комплексов амфиболитами, амфибол-пироксеновыми, в том числе гиперстенсодержащими, кристаллическими сланцами. Они образуют пласты и пачки мощностью от первых метров до нескольких десятков метров в ассоциации с другими метаморфическими породами: амфибол- и пироксенсодержащими гнейсами, гранат-биотитовыми гнейсами, мраморами, кварцитами. Метавулканиты характеризуются, как правило, однородным строением, мелко- до среднезернистой структурой. Иногда в них встречаются реликты первичных структур (Суслова, 1971; Ефимов, 1971; Травин, 1975). На различных петрохимических диаграммах (А. Симонена, Н. А. Доморацкого, А. А. Предовского и др.) рассматриваемые породы располагаются в полях основных, реже ультраосновных, магматических пород. Кроме них, в разрезах описываемых комплексов постоянно встречаются также кристаллические сланцы и амфиболиты с неоднородной, полосчатой (слоистой, иногда ритмично-слоистой) текстурой. Эти сланцы, находящиеся обычно в тесном переслаивании с различными гнейсами и карбонатсодержащими породами, по своим петрохимическим особенностям отличаются от сланцев — метавулканитов. На диаграммах они попадают в поля граувакк, продуктов выветривания основных магматических пород и, реже, в поля смешанных карбонатно-глинистых образований, при метаморфизме которых они, по-видимому, и образовались. Разделение этих двух групп кристаллических сланцев (пара- и ортосланцев) не всегда представляется возможным, в чем состоит известная трудность изучения глубокометаморфизованных вулканитов. Другая трудность изучения их петрохимических особенностей обусловлена тем, что во многих регионах архейские комплексы испытали неоднократный метаморфизм, сопровождавшийся процессами гранитизации и метасоматического преобразования пород, что при недостаточно тщательном подборе материалов для исследования может существенно исказить полученные выводы. Поэтому петрохимическое изучение архейских вулканитов проводилось нами параллельно со всесторонним их исследованием (совместно с вмещающими метавулканиты породами) различными геолого-литологическими и петрографо-минералогическими методами. Такой комплексный подход позволил получить достаточно представительный материал, характеризующий древнейшие вулканогенные образования различных регионов Советского Союза.

Для основных метавулканитов, сгруппированных по регионам, а внутри регионов (при достаточном количестве материалов) — по стратиграфическому принципу, были подсчитаны средние значения содержаний породообразующих комплексов и их стандартные отклонения (табл. 1). Был проведен пересчет как частных анализов, так и средних содержаний окислов на нормативный состав, рассчитаны коэффициенты А. Н. Заварицкого и различные петрохимические параметры. Аналитические данные были нанесены на петрохимические диаграммы (AFM, Осборна, Пикока, Заварицкого, Шейнманна и др.).

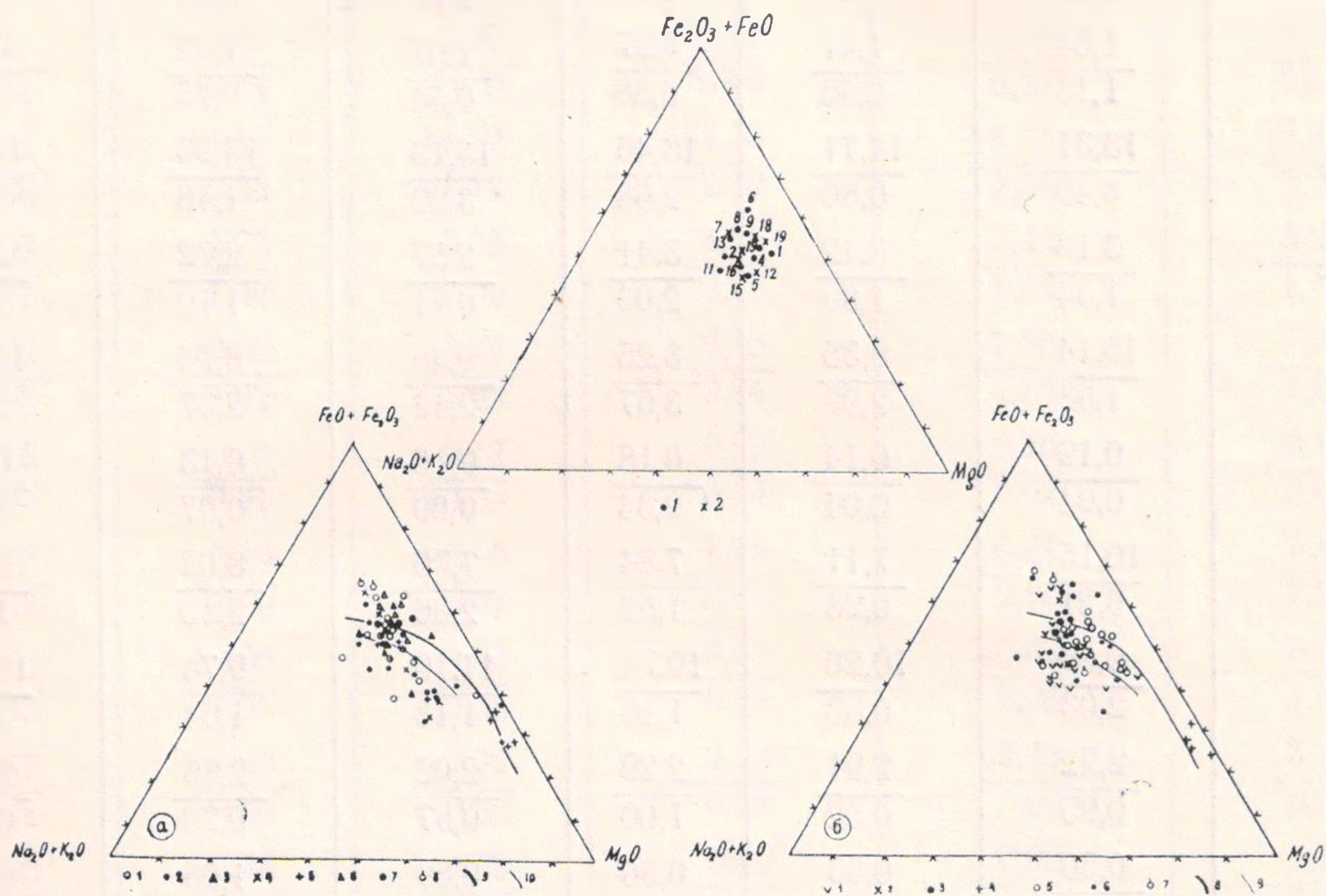


Рис. 1. Диаграммы состава АФМ архейских метавулканитов.

- а — Кольский п-ов и Карелия. Кольский п-ов: 1 — хетоламбинская свита; 2 — кольская серия Аллареченского р-на; 3 — чудзъяврская и пинкельяврская свиты; 4 — ортоамфиболиты района М. Сальных тундр; 5 — базальтовые метакоматиты; 6 — метавулканиты района Б. Сальных тундр. Карелия: 7 — хетоламбинская свита; 8 — охтинская свита. Вариационные линии: 9 — толеитовая серия (по Осборну), 10 — долериты Карру (по Ф. Уокеру и А. Полдерварту).
- б — Сибирь: 1 — унгринская свита; 2 — федоровская свита; 3 — иджекская свита; 4 — базальтовые метакоматиты анабарской серии; 5 — анабарская серия; 6 — курультинская серия; 7 — зверевская серия. Вариационные линии: см. рис. 1 а.
- в — средние значения для отдельных регионов и районов: 1 — для отдельных районов Кольского п-ова, Карелии, Алдана; 2 — для различных регионов.

На всех диаграммах и в таблице хорошо видно, что в различных районах одного региона средние химические составы основных метавулканитов весьма близки. Наибольшие вариации наблюдаются в содержании магния, железа и натрия. Так, в метавулканитах различных районов Кольского п-ова содержание окиси магния варьирует от 9,81% (керетская свита к югу от М. Сальных тундр) до 6,64%, содержание FeO — от 10 до 8%. Наибольшее содержание Na_2O наблюдается в породах Аллареченского р-на. Породы пинкельяврской и чудзъяврской свит наиболее обогащены суммарным железом (до 14%), соответственно с возрастанием железа у них падает содержание магния. Наиболее меланократовые разновидности, обогащенные магнием и обедненные кремнеземом, встречаются в нижней части разреза архейского комплекса (метавулканиты керетской свиты, развитые к югу от М. Сальных тундр). Такая же закономерность устанавливается для метавулканитов Алданского щита. При сопоставлении средних значений породообразующих компонентов по регионам (табл. 1, рис. 1) также

Средние химические составы и стандартные отклонения архей

Компоненты	Кольский п-ов					
	К югу от М. Сальных тундр	М. Сальные тундры	Б. Сальные тундры	Хетоламбинская	Кольская серия, Аллареч. р-н	Чудзьяврская свита
SiO ₂	$\frac{49,19}{2,56}$	$\frac{51,36}{2,09}$	$\frac{49,58}{1,96}$	$\frac{49,84}{2,53}$	$\frac{51,59}{2,11}$	$\frac{49,65}{3,01}$
TiO ₂	$\frac{1,64}{1,13}$	$\frac{1,41}{0,56}$	$\frac{0,97}{0,58}$	$\frac{1,07}{0,54}$	$\frac{1,22}{0,75}$	$\frac{1,23}{0,35}$
Al ₂ O ₃	$\frac{13,31}{3,40}$	$\frac{14,71}{0,56}$	$\frac{16,46}{2,68}$	$\frac{15,13}{3,92}$	$\frac{13,93}{1,46}$	$\frac{14,81}{2,08}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,13}{1,34}$	$\frac{3,12}{1,89}$	$\frac{3,41}{2,03}$	$\frac{2,57}{0,71}$	$\frac{2,72}{1,10}$	$\frac{3,82}{2,26}$
FeO	$\frac{10,14}{1,53}$	$\frac{8,35}{2,99}$	$\frac{8,25}{3,67}$	$\frac{9,46}{2,42}$	$\frac{8,74}{2,37}$	$\frac{10,13}{1,45}$
MnO	$\frac{0,19}{0,04}$	$\frac{0,14}{0,04}$	$\frac{0,18}{0,04}$	$\frac{0,16}{0,09}$	$\frac{0,13}{0,07}$	$\frac{0,20}{0,12}$
MgO	$\frac{10,15}{6,21}$	$\frac{7,11}{0,98}$	$\frac{7,84}{1,56}$	$\frac{7,76}{2,86}$	$\frac{8,03}{2,15}$	$\frac{6,64}{1,21}$
CaO	$\frac{9,53}{2,03}$	$\frac{10,26}{0,63}$	$\frac{10,74}{1,16}$	$\frac{11,10}{1,13}$	$\frac{9,74}{1,64}$	$\frac{10,60}{2,02}$
Na ₂ O	$\frac{2,22}{0,95}$	$\frac{2,91}{0,52}$	$\frac{2,29}{1,00}$	$\frac{2,02}{0,67}$	$\frac{2,86}{0,78}$	$\frac{2,07}{0,9}$
K ₂ O	$\frac{0,50}{0,47}$	$\frac{0,63}{0,26}$	$\frac{0,30}{0,17}$	$\frac{0,89}{0,28}$	$\frac{1,05}{0,45}$	$\frac{0,85}{0,14}$
n	6	8	7	9	19	9
Сумма	100	100	100	100	100	100
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,31	0,38	0,42	0,27	0,31	0,38
Na ₂ O/K ₂ O	4,44	4,62	7,28	2,28	2,72	2,44
CaO/Al ₂ O ₃	0,72	0,70	0,65	0,73	0,70	0,72
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,70	3,48	3,03	3,27	3,69	3,37

Компоненты	Средние по регионам						
	Кольский п-ов	Карелия	Сибирь (общая)	Тимптонская серия	Курультинская серия	Зверевская серия	Анабарская серия
SiO ₂	$\frac{50,51}{2,68}$	$\frac{52,48}{2,38}$	$\frac{49,21}{2,41}$	$\frac{50,23}{2,31}$	$\frac{50,19}{2,54}$	$\frac{49,45}{2,59}$	$\frac{49,33}{1,37}$
TiO ₂	$\frac{1,19}{0,65}$	$\frac{1,28}{0,31}$	$\frac{1,03}{0,59}$	$\frac{0,99}{0,65}$	$\frac{1,10}{0,49}$	$\frac{1,41}{0,86}$	$\frac{0,62}{0,33}$
Al ₂ O ₃	$\frac{14,16}{2,47}$	$\frac{15,08}{1,20}$	$\frac{15,82}{2,81}$	$\frac{15,44}{2,74}$	$\frac{15,16}{2,50}$	$\frac{15,54}{3,11}$	$\frac{16,57}{2,45}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{2,98}{0,98}$	$\frac{2,78}{1,38}$	$\frac{3,22}{1,28}$	$\frac{3,50}{1,66}$	$\frac{3,68}{1,37}$	$\frac{2,35}{1,07}$	$\frac{3,36}{1,85}$
FeO	$\frac{8,94}{2,28}$	$\frac{9,33}{2,10}$	$\frac{8,86}{2,06}$	$\frac{7,69}{2,08}$	$\frac{8,52}{2,00}$	$\frac{9,60}{2,14}$	$\frac{8,68}{1,91}$

Таблица 1

ских метавулканитов основного состава, вес. % сухой породы

Карелия			Алдан-Тимптонская серия			
Охтинская	Лоухская	Хетоламбинская	Унгринская свита	Федоровская свита	Иджекская свита	
50,06	49,91	51,80	47,74	50,33	50,45	
4,92	0,70	1,52	1,14	1,99	2,47	
1,5	1,31	1,07	1,29	1,09	0,94	
0,54	0,29	0,10	0,70	0,27	0,53	
15,45	14,15	14,79	14,35	15,53	15,35	
1,68	0,82	1,11	2,10	2,58	2,28	
3,09	2,78	3,35	4,65	3,43	3,25	
1,61	1,46	1,09	2,26	1,53	1,75	
8,23	10,55	8,72	9,13	7,26	7,36	
2,96	1,42	1,93	3,94	1,84	1,83	
0,15	0,18	0,17	0,22	0,16	0,16	
0,09	0,01	0,03	0,04	0,05	0,04	
5,78	6,15	6,10	7,38	6,81	7,47	
2,38	1,88	0,57	2,66	2,86	2,96	
9,58	10,60	9,23	10,55	10,06	9,45	
2,43	1,85	0,56	0,88	2,26	1,52	
2,47	1,90	2,27	2,82	3,48	3,24	
1,08	0,80	0,52	0,52	0,99	0,69	
0,80	0,48	0,79	0,59	0,99	1,16	
0,22	0,20	0,11	0,24	0,53	0,33	
6	4	6	7	13	18	
100	100	100	100	100	100	
0,42	0,26	0,28	0,51	0,47	0,44	
6,12	3,98	2,96	4,81	3,52	2,72	
0,59	0,75	0,64	0,73	0,65	0,62	
3,38	3,48	3,45	3,33	3,21	3,29	
Фанерозойские базальты						
Украина (по данным Э. Б. Наливкиной)	Спилиты (Добрецов, 1972)	Траппы древн. платформ	Траппы молодых платформ (Кутолин, 1969)	Базальты островных дуг	Океанические тониты	Щелочные оливиновые базальты
50,27	51,77	50,03	51,27	51,40	49,92	46,84
	4,08	4,17	6,34	3,86	1,77	2,40
1,07	1,68	1,51	1,74	1,06	2,11	3,12
	0,88	0,63	0,18	0,18	0,27	0,86
14,68	15,78	15,45	16,08	17,94	15,34	15,30
	2,91	2,00	1,67	2,98	1,08	2,13
2,57	3,21	3,22	5,34	3,96	3,41	3,98
	2,01	2,94	4,52	2,91	1,86	1,58
10,66	8,47	9,56	7,26	6,40	7,72	8,61
	2,26	3,20	6,25	4,91	1,64	1,77

Компоненты	Средние по регионам						
	Кольский п-ов	Карелия	Сибирь (общая)	Тимптонская серия	Курультинская серия	Зверевская серия	Анабарская серия
MnO	$\frac{0,15}{0,06}$	$\frac{0,16}{0,04}$	$\frac{0,18}{0,05}$	$\frac{0,18}{0,04}$	$\frac{0,20}{0,06}$	$\frac{0,17}{0,06}$	$\frac{0,17}{0,05}$
MgO	$\frac{8,27}{2,51}$	$\frac{5,93}{1,61}$	$\frac{7,44}{2,87}$	$\frac{7,56}{2,38}$	$\frac{7,26}{2,76}$	$\frac{7,51}{3,31}$	$\frac{7,30}{0,61}$
CaO	$\frac{10,23}{1,94}$	$\frac{9,74}{1,61}$	$\frac{10,60}{1,82}$	$\frac{10,24}{1,76}$	$\frac{10,24}{1,60}$	$\frac{10,14}{1,83}$	$\frac{11,29}{2,02}$
Na ₂ O	$\frac{2,57}{0,84}$	$\frac{2,37}{0,80}$	$\frac{2,70}{0,92}$	$\frac{3,15}{0,81}$	$\frac{2,47}{1,04}$	$\frac{2,99}{1,01}$	$\frac{2,12}{0,62}$
K ₂ O	$\frac{0,80}{0,45}$	$\frac{0,78}{0,17}$	$\frac{0,93}{0,74}$	$\frac{1,02}{0,57}$	$\frac{1,18}{1,01}$	$\frac{0,83}{0,61}$	$\frac{0,67}{0,48}$
n	58	10	77	38	23	5	11
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,33	0,30	0,36	0,45	0,43	0,25	0,39
Na ₂ O/K ₂ O	3,22	3,05	2,91	3,11	2,08	3,59	3,16
CaO/Al ₂ O ₃	0,72	0,65	0,67	0,66	0,68	0,65	0,68
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,57	3,47	3,12	3,27	3,30	3,17	2,96

выявляется существенное сходство архейских метавулканитов, особенно по содержанию кремнезема, окислов железа, марганца, кальция. В большинстве случаев близки они по содержанию глинозема, окислов магния и титана. Для всех них характерно резкое (в 2—3 раза) преобладание натрия над калием и двух- трехкратное — закисного железа над окисным. Большое сходство средних составов архейских метавулканитов из различных регионов подчеркивается кучным их расположением на диаграмме АФМ (рис. 1). Заметные различия отмечаются только по содержанию щелочей, их несколько больше в метавулканитах центральной части Алданского щита и Станового хребта. Метавулканиты Карелии характеризуются относительно пониженным содержанием магния.

Близкие значения для метавулканитов различных регионов и районов дают также петрохимические параметры. Все они, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к слабо пересыщенным, насыщенным или слегка недосыщенным кремнеземом породам, умеренно богатым, бедным или очень бедным щелочами. Согласно величине индекса Пикока (преимущественно 58—59 и только для вулканитов Карелии до 61) метавулканиты всех регионов относятся к кальциево-щелочной серии.

На диаграммах АФМ (рис. 1), построенных для архейских метавулканитов Кольского п-ова и Алданского щита, фигуративные точки, характеризующие породы различных районов, образуют одинаковые поля, располагающиеся около вариационной линии долеритов Карру и толеитовой серии, что свидетельствует о толеитовом пути кристаллизации исходной магмы.

Некоторая обогащенность архейских метабазитов Сибири щелочами (преимущественно натрием) хорошо видна на диаграмме (N₂O+K₂O)—SiO₂, рис. 2). Метавулканиты тимптонской и курультинской серий располагаются на этой диаграмме как в поле толеитовых,

Фанерозойские базальты						
Украина (по данным Э. Б. Наливкиной)	Спилиты (Добрецов, 1972)	Траппы древн. платформ	Траппы молодых платформ (Кутолин, 1969)	Базальты островных дуг	Океанические толиты	Щелочные оливковые базальты
0,14	$\frac{0,19}{0,09}$	$\frac{0,22}{0,00}$	$\frac{0,18}{0,00}$	$\frac{0,17}{0,013}$	$\frac{0,17}{0,00}$	$\frac{0,14}{0,09}$
8,59	$\frac{6,00}{2,25}$	$\frac{6,34}{1,78}$	$\frac{4,79}{2,10}$	$\frac{5,43}{2,78}$	$\frac{7,90}{1,50}$	$\frac{7,80}{2,58}$
9,90	$\frac{7,60}{2,50}$	$\frac{10,68}{1,36}$	$\frac{8,40}{1,78}$	$\frac{9,91}{1,57}$	$\frac{10,81}{0,50}$	$\frac{10,04}{1,44}$
1,81	$\frac{4,45}{1,30}$	$\frac{2,23}{0,35}$	$\frac{3,70}{0,31}$	$\frac{2,72}{0,46}$	$\frac{2,29}{0,16}$	$\frac{2,97}{0,71}$
0,24	$\frac{0,81}{0,73}$	$\frac{0,76}{0,18}$	$\frac{1,38}{0,34}$	$\frac{1,01}{0,29}$	$\frac{0,33}{0,02}$	$\frac{1,20}{0,45}$
	76	258	90	355	110	118
100	100	100	100	100	100	100
0,24	0,38	0,34	0,73	0,62	0,44	0,46
7,52	5,49	2,94	2,66	2,71	6,91	2,48
0,68	0,48	0,70	0,52	0,55	0,71	0,67
3,43	3,27	3,25	3,17	2,85	3,28	3,07

так и в поле щелочных базальтов. Большая часть метавулканитов Кольского п-ова попадает в поле толеитовых базальтов и лишь незначительное их количество (преимущественно породы Аллареченского р-на) располагается в поле щелочных базальтов.

Сравнение средних составов архейских вулканитов разных регионов с фанерозойскими базальтами различных формационных типов показало, что наибольшее сходство архейские породы имеют с траппами древних платформ, обнаруживая при этом определенное сходство с океаническими толеитами. Наибольшая близость к траппам и толеитовый характер архейских серий вулканитов обнаруживаются также с помощью дискриминантных уравнений, рассчитанных В. А. Кутолиным (1969), и с помощью диаграммы Ю. М. Шейнманна (1965). Отличительной чертой архейских метавулканитов является низкое, по сравнению с фанерозойскими, содержание Fe_2O_3 , не превышающее 3,5%, резкое преобладание натрия над калием, сравнимое только с океаническими толеитами, высокая их магнезиальность (6,9—8,6% MgO) и железистость (содержание суммарного железа обычно в пределах 12—13%). Суммарное содержание щелочей (по средним значениям) колеблется от 2,6 до 4,3% (федоровская, иджекская свиты).

Нормативный состав большинства пород с несколько повышенной щелочностью дает оливин и некоторое количество нефелина (от 0,4 до 5%). Гиперстена в таких породах нет. Сравнительно высокое содержание извести выражается в значительном содержании диопсида (25—30%, в единичных случаях до 41%). Наибольшее развитие имеют разновидности, лишенные нормативного нефелина и кварца, содержащие нормативный оливин (2,5—19%), гиперстен (0,9—23%); преобладают разновидности с содержанием гиперстена меньше 10% (оливиновые толеиты). Менее развиты породы, содержащие некоторое количество нормативного кварца, не имеющие нормативного оливина и нефелина (собственно толеиты). Содержание гиперстена (до 33, чаще 17—24%)

в них более высокое, чем в оливинсодержащих разновидностях. Толиты наибольшее развитие имеют в составе хетоламбинской свиты Кольского п-ова — 50%, оливиновые толиты в которой составляют примерно 30%, а базальты со щелочным уклоном — 10%. В составе метавулканитов Аллареченского р-на и М. Сальных тундр, судя по нормативному составу, наибольшее развитие имеют оливиновые толиты, составляющие около 60% от количества проанализированных образцов. В составе тимптонской серии центральной части Алданского щита базальты, несколько обогащенные щелочами (обычно до 4, редко 4,8%), составляют около 50% от общего количества метавулканитов, оливиновые толиты занимают около 30, толиты — менее 20%. Нор-

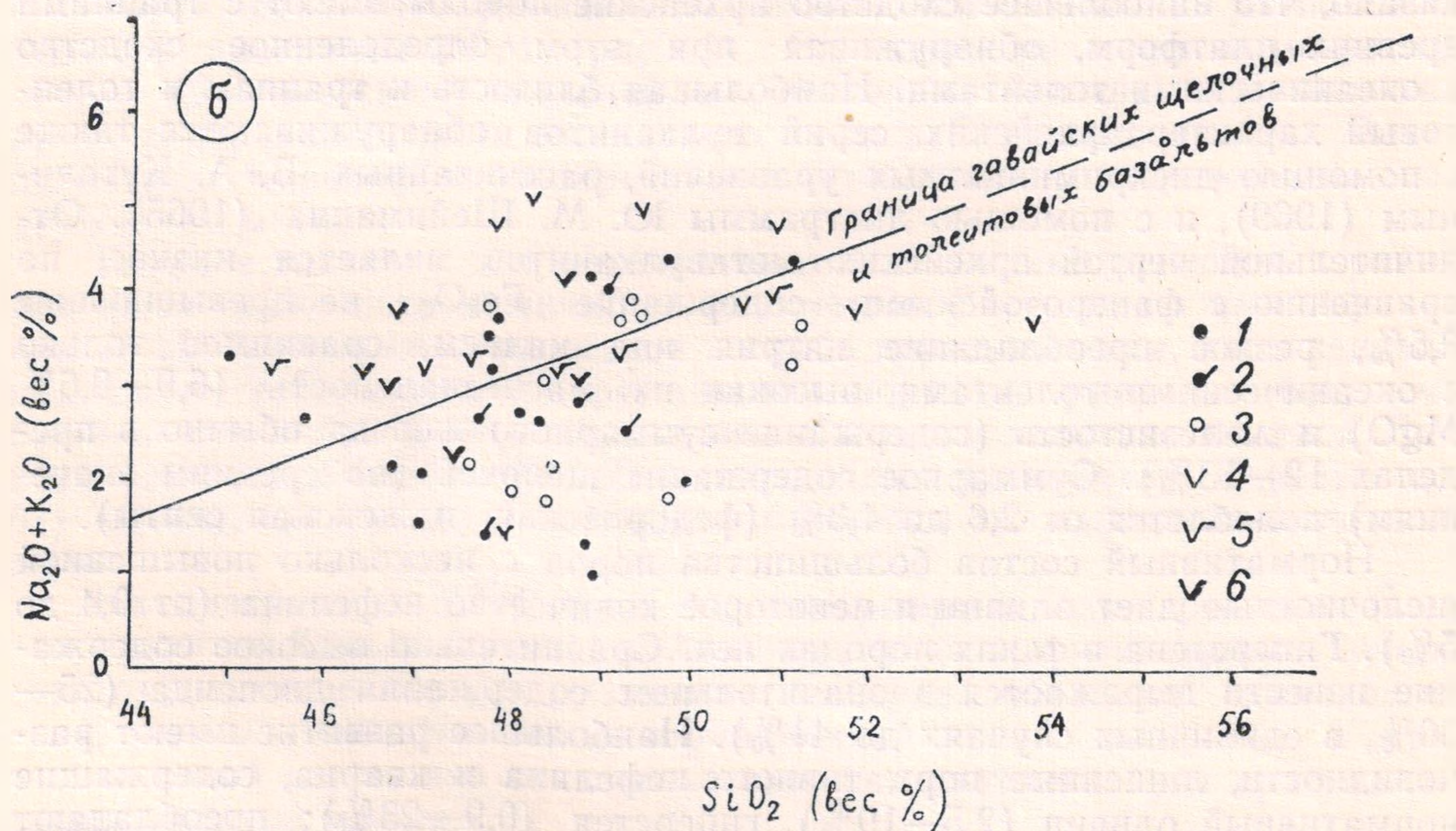
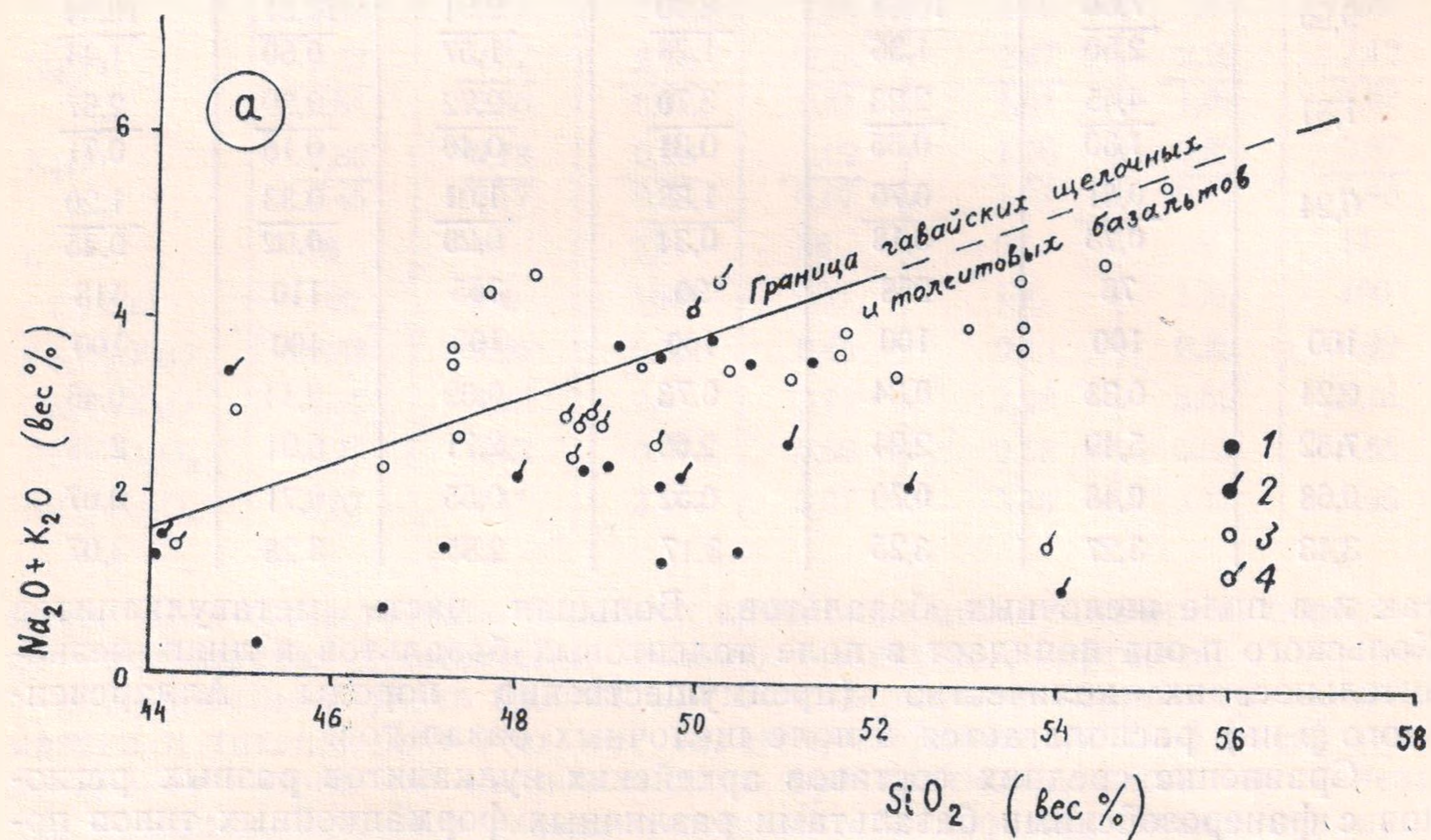


Рис. 2. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (вес. %) для архейских метавулканитов. а — Кольский п-ов: 1 — район М. Сальных тундр; 2 — район оз. Чудзьярв; 3 — Аллареченский р-н; 4 — район Беломорья.

б — Сибирь: 1 — курультинская серия; 2 — зверевская серия; 3 — анабарская серия; 4 — иджекская свита; 5 — федоровская свита; 6 — унгринская свита.

Таблица 2

Нормативный состав архейских метавулканитов основного состава

Параметры	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mgt	Hm	Сумма	
Кольский п-ов	К югу от М. Сальных тундр	0	2,95	18,78	24,87	—	18,18	20,73	6,83	4,54	3,11	100
	М. Сальные тундры	0	3,66	24,96	24,87	—	21,16	17,83	1,03	4,06	2,47	100
	Б. Сальные тундры	0,07	1,67	18,87	34,03	—	14,73	25,26	0	3,57	1,82	100
	Беломорский комплекс	0	5,23	17,12	29,59	—	20,83	17,58	3,91	3,73	2,03	100
	Кольская серия, Аллареч. р-н	0	6,19	24,09	22,14	—	21,31	15,61	4,39	3,94	2,32	100
	Чудзьявр. и пинкельяврская свиты	0,14	2,35	10,43	35,33	—	17,80	28,45	0	3,58	1,94	100
Алдан	Унгринская свита	0	3,54	24,22	25,12	—	23,05	1,29	16,21	4,08	2,49	100
	Федоровская свита	0	2,89	26,70	29,60	—	15,98	7,12	11,76	3,39	1,58	100
	Иджекская свита	0	6,91	27,62	24,15	—	20,85	1,39	13,75	3,55	1,80	100
Разные регионы	Кольский п-ов	0	5,47	20,49	25,56	—	20,27	17,12	5,07	3,84	2,18	100
	Карелия	4,32	4,61	20,07	28,18	—	16,57	19,77	0	4,04	2,44	100
	Сибирь	0	5,49	22,84	28,30	—	19,93	4,14	13,68	3,67	1,96	100
	Тимптонская серия	0	6,03	26,65	24,97	—	22,09	1,27	14,51	3,61	1,88	100
	Курультинская серия	0	7,00	20,90	26,77	—	19,71	12,50	7,26	3,78	2,09	100
	Зверевская серия	0	4,93	25,30	26,52	—	19,47	3,67	14,00	3,41	2,69	100
	Анабарская серия	0	3,95	17,92	33,73	—	18,34	13,80	8,01	3,07	1,17	100
	Украина	1,36	1,40	15,29	31,25	—	14,88	30,07	0	3,73	2,03	100

мативные составы средних проб метавулканитов различных регионов (табл. 2) соответствуют большей частью оливиновым толеитам, в более редких случаях — толеитам.

Детальное петрохимическое изучение архейских ортоамфиболитов и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев показало наличие в их составе (во всех районах, кроме центральной части Алданского щита) пород, соответствующих по своему химическому составу базальтовым коматитам. Эти породы характеризуются высокой магнетизальностью, сравнительно высоким содержанием окиси кальция,

низким содержанием глинозема и щелочей (табл. 3). Отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в них менее 0,9 (Ca/Al в атомных количествах менее 1).

По соотношению Ca/Al наиболее близки к коматитам метавулканиты Кольского п-ова. Архейские базальтовые метакоматиты наиболее близки коматитам Барбертон и Гелук типов надсерии Свазиленд Южной Африки (Viljoen M., Viljoen R., 1969). Выделенные метакоматиты находятся в тесной ассоциации с другими разновидностями пород и слагают, скорее всего, покровы и силлы. Обедненность этих пород щелочами хорошо видна на диаграмме АФМ. М. и Р. Вильджоены относят коматиты к продуктам примитивной низкоконтаминированной магмы, отображающей состав мантии.

Таблица 3

Средние химические составы метакоматитов различных регионов

Компоненты	М. Сальные тундры	Карелия	Анабарский щит	Зверевская серия	Курультинская серия	Зап. Приазовье (Усенко, 1953)
SiO_2	48,02	51,3	48,5	49,34	49,2	46,84
TiO_2	0,66	1,15	0,31	0,90	0,29	0,34
Al_2O_3	7,78	6,10	5,13	10,72	7,06	5,38
Fe_2O_3	2,11	3,78	2,82	1,14	3,05	8,10
FeO	8,53	7,61	7,12	10,78	7,55	5,57
MnO	0,16	0,19	0,15	0,23	0,23	0,18
MgO	20,21	12,31	22,86	13,00	16,80	22,58
CaO	8,70	13,96	8,82	10,00	12,00	8,04
Na_2O	1,26	2,20	0,48	2,01	0,7	0,41
K_2O	0,20	0,46	0,24	0,64	0,67	0,15
n	6	1	6	1	1	3
$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$	1,1	2,3	1,4	0,9	1,7	1,5
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	6,3	4,8	2	3	1	2,7

По совокупности признаков все рассмотренные комплексы архейских метавулканитов могут быть отнесены к толеитовым сериям натриевого ряда с резким преобладанием натрия над калием, с низким, реже умеренным содержанием титана. Характерной чертой их во многих районах является присутствие коматитов. Региональные и районные различия их петрохимии незначительны и проявляются, в основном, в различном содержании щелочей (преимущественно натрия), а также в процентном соотношении различных членов ряда дифференциации (коматиты, толеиты, оливиновые толеиты, базальты, несколько обогащенные щелочами). Такая однородность архейских вулканитов основного состава может, по-видимому, свидетельствовать о более гомогенном составе мантии в архейское время, чем в более поздние геологические периоды, и о слабой дифференциации тектонических процессов в архее, что хорошо согласуется с геологическими данными. По своему характеру архейские метавулканиты наиболее близки траппам древних платформ и отчасти океаническим базальтам, заметно отличаясь от вулканитов спилит-диабазовой формации геосинклинальных областей (по содержанию титана, кальция, суммарного железа и щелочей). Средние содержания окислов в архейских метавулканитах различных регионов характеризуют химические особенности архейской магмы, приближающейся по своему составу к оливиновому толеиту.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., Бельков И. В., Венерин В. Р. и др. Кислый магматизм нижнего докембрия и его отличительные особенности.—Проблемы докембрийского вулканизма. Л., 1974.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968.

Ефимов М. М. Древнейшие метаэффузивы северо-западного Беломорья.—Проблемы магматизма Балтийского щита. М., 1971.

Земля. Введение в общую геологию. Т. 1. и 2. [Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс, К. Вархафтиг, У. Фабур]. М., 1974.

Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., 1969.

Кушев В. Г. Магматизм и формирование раннедокембрийской палеокоры.—Проблемы докембрийского вулканизма. Л., 1974.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.—Бюл. МОИП, отд. геол., 1971, № 4.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973.

Суслова С. Н. Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове.—Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971.

Травин Л. В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья (Алданский щит). Автореф. канд. дис., Л., 1975.

Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Киев, 1953.

Фации метаморфизма. [Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердато, В. С. Соболев] и др., М., 1970.

Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.—Сов. геология, 1965, № 8.

Viljoen M., Viljoen R. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks.—Geol. Soc. of South Africa. Spec. Publ., 1969, N 2.

Viswanthan S. Rocks of unusual chemistry in the charnockite terrains of India and their geological significance.—Geol. Mag., 1975, vol. 112, N 1.

Б. А. Марковский, Э. А. Ланда

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГИПЕРБАЗИТЫ ДОКЕМБРИЯ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО ВУЛКАНИЗМА

В петрологии гипербазитов возникло примечательное противоречие. С одной стороны, большую популярность, в особенности под влиянием идей новой глобальной тектоники, приобрели концепции об амагматической (тектонической, метаморфической, метасоматической) природе гипербазитов. С другой стороны, появилось много сведений о находках ультраосновных пород, обладающих явными признаками вулканического или субвулканического происхождения. Большая часть подобных находок сделана в толщах докембрийского возраста. В Южной Африке, например, наиболее детально ультраосновные вулканические породы под названием «перидотитовые коматиты» охарактеризованы Вильджоенами (Viljoen M. C., Viljoen R. P., 1970), в зеленокаменном архейском поясе Барбертон. Они известны также в зеленокаменном поясе Хартли в Южной Родезии (Wiles, 1957).

В Канаде ультраосновные вулканы развиты в пределах архейского зеленокаменного пояса Абитиби в северо-восточном Онтарио в районе Мунро (Puke a. o., 1973) и в северо-западном Онтарио в районе Дундональд (Naldrett, Mason, 1968).

В Западной Австралии ультраосновные вулканы выявлены в районах развития архейских зеленокаменных серий, где ими сложены лавовые потоки, а также стратифицированные горизонты разнообло-

мочных кластических пород (Lewis, Williams, 1973; McCall, Leishman G., 1971; Nesbitt, 1971).

На Кольском п-ове ультраосновные вулканы входят в состав среднепротерозойского вулканогенно-осадочного печенгского комплекса (Предовский и др., 1974).

В Карелии вулканы ультраосновного состава входят в состав вулканогенных толщ среднего протерозоя (Слюсарев, Куликов, 1973).

Докембрийские ультраосновные вулканы разных регионов близки друг другу по своим основным минералогическим особенностям. Их главные минералы — высокомагнезиальный оливин (преобладающий состав Fs_{88-96}), клинопироксен часто с высоким содержанием глинозема (иногда до 6—8%), хромшпинелиды, минералы сериин магнетита, изредка флогопит. Ортопироксен и амфибол встречаются в этих породах редко. Плагиоклаз был отмечен лишь в отдельных случаях в их основной массе при относительно интенсивной ее раскристаллизации. Все породы характеризуются порфиристыми, порфиридными, афиристыми структурами, флюидално-директивными текстурами. Весьма типичны скелетные и дендритовые, дактилоскопические и ажурные формы развития оливинов, клинопироксенов и рудных минералов. Особо примечательны радиально хаотически расположенные или одинаково ориентированные группы параллельно сросшихся кристаллов оливинов (реже клинопироксенов), отличающихся плосковытянутыми, таблитчатыми, лейстовидными формами индивидов. При однонаправленном параллельном срастании образуются крупные «блоковые» кристаллы оливинов или клинопироксенов, достигающие иногда в длину размера нескольких сантиметров и даже десятков сантиметров. Широкое распространение подобного типа структур в архейских ультраосновных вулканах привело к появлению специфического термина «спинифекс» для их обозначения по сходству с одним из видов австралийской травы. Сходство такого типа структур со структурами высокомагнезиальных форстеритовых шлаков привело многих исследователей к выводу, что они образуются в результате быстрого охлаждения силикатного расплава на месте его излияния или внедрения вблизи поверхности. В ряде случаев ультраосновные вулканические породы характеризуются миндалекаменными текстурами, что наряду с присутствием в них иногда флогопита и амфибола, а также спецификой ряда вторичных минералов позволяет предполагать первичную обогащенность этих пород летучими компонентами.

Общность петрографо-минералогических особенностей характеризуемых пород, выделяемых иногда под местными названиями перидотитовых коматитов, спинифекс-перидотитов и т. д., свидетельствует, что их правильнее относить к единому семейству пикритов с подразделением на разновидности по минеральному составу. Термин «пикрит» мы употребляем практически в том же смысле, что и А. Н. Заварицкий, подразумевая существенно ультраосновную породу с преобладанием оливина и незначительным содержанием или почти полным отсутствием модалного плагиоклаза, имеющую текстурно-структурные признаки вулканического или субвулканического происхождения*.

* По химическим особенностям докембрийские вулканы также являются типично ультраосновными породами. Они исключительно богаты нормативным оливином, диопсидом и гиперстеном. Цветной индекс их варьирует в пределах 70—82. В целом вулканы образуют

* В литературе нередко пикритами называют обогащенные оливином базальты, которые правильнее относить к меланобазальтам или пикрит-базальтам (пикрит-диабазам по А. Н. Заварицкому).

компактную петрохимическую группу. Однако из нее несколько выпадают пикриты Кольского п-ова и Карелии, которые обладают промежуточными «базальтоидными» свойствами, а именно, относительно пониженной магнезиальностью и повышенным содержанием CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃+FeO и TiO₂ (см. табл.).

Успехи в изучении вулканических гипербазитов докембрия позволяют сделать вывод о том, что ультраосновной вулканизм был весьма характерным для ранних этапов развития земной коры. Однако этот тип вулканизма не представлял собой исключительно докембрийского

Таблица

Средний химический состав ультраосновных вулканических пород различных районов мира, вес. %

№ района	Кол-во ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	8	41,61	0,31	2,70	5,63	4,35	0,17	30,58	4,29	0,15	0,03
2*	3	44,72	0,52	3,25	6,02	5,52	0,19	25,35	6,97	0,49	0,05
3	2	40,72	0,24	4,85	10,15	10,15	0,18	29,25	3,96	—	—
4	3	40,40	0,21	7,15	3,36	5,32	0,13	29,70	4,55	0,30	0,09
5	8	40,37	0,22	4,66	5,42	4,02	0,17	31,06	4,17	0,11	0,28
6	5	39,00	0,18	3,95	4,56	4,00	0,15	34,86	2,67	0,16	0,05
7	2	40,11	0,22	3,88	4,80	3,54	0,08	32,80	2,95	0,03	0,13
8	6	39,00	2,28	7,00	17,02	17,02	0,15	18,50	11,98	0,10	0,65
9	3	43,47	0,27	5,58	2,90	5,72	0,14	30,44	4,74	0,47	0,08
10	5	39,75	1,08	4,86	1,23	7,50	0,18	30,90	4,35	0,18	0,19
11*	35	40,76	0,32	4,56	4,36	5,17	0,17	29,43	4,86	0,22	0,45
12	42	37,36	1,77	2,61	6,77	5,94	0,16	31,21	4,46	0,31	0,29
13	8	38,86	3,19	4,33	9,16	5,84	0,23	21,39	8,72	0,76	0,68
14*	5	40,87	0,97	6,74	4,45	8,25	0,15	28,22	5,36	0,59	0,18
15*	3	39,60	0,82	5,31	5,83	7,52	0,18	28,25	3,51	0,41	0,18
16*	4	39,07	0,95	6,55	3,38	8,56	0,20	27,94	2,91	0,02	0,01

* В пикритах этих районов в незначительном количестве присутствует модальный плагиоглаз.

1—2 — Южная Африка: 1 — формация Комати; 2 — формация Сэндспрут; 3—4 — Канада: 3 — район Дундональд, 4 — район Мунро; 5—7 — Западная Австралия: 5 — район Мурфа Уелл; 6 — район Скотиа; 7 — район Маршалл Пулл; 8 — Кольский п-ов; 9 — Кипр, 10 — Сихотэ-Алинь; 11 — Камчатка; 12—13 — Маймеча-Котуйский регион: 12 — маймечинская свита; 13 — дельканская свита; 14 — Тянь-Шань; 15 — Казахстан; 16 — Большой Кавказ.

явления, как предполагается Вильджоенами (Viljoen M. C., Viljoen R. P., 1970 а, в), Муресом (Mooges, 1973) и некоторыми другими исследователями, рассматривающими соответствующие вулканы в качестве составной части первичной земной коры, образовавшейся вследствие полного или почти полного плавления примитивной мантии Земли. Напомним, что уже сравнительно давно известны ультраосновные лавы триасового возраста на острове Кипр (Мурес, Вайн, 1973), толщи пермтриасовых меймечитов в Маймеча-Котуйском регионе Полярной Сибири (Бутаков, Егоров, 1962), недавно ультраосновная вулканическая провинция позднемелового-палеогенового возраста открыта на Камчат-

ке (Марковский, Ротман, 1975), меймечиты триасово-юрского возраста обнаружены в Сихотэ-Алине. Во многих районах Земли вполне подобные ультраосновным вулканитам породы фанерозойского возраста известны в субвулканических фациях (силлы, дайки, трубки взрыва). Такого типа комплексы охарактеризованы на Урале (Старков, 1973), в Тянь-Шане (Хамрабаев, 1972), на Кавказе (Кокаев, Плошко, 1975), в Казахстане (Михайлов, Семенов, 1965) и в ряде других районов СССР и на зарубежной территории.

Следовательно, ультраосновные расплавы достигали поверхности не только в архее и протерозое, но и в палеозойское, мезозойское, а возможно, и кайнозойское время, т. е. практически на всем протяжении формирования земной коры. Характерной общей особенностью проявля-

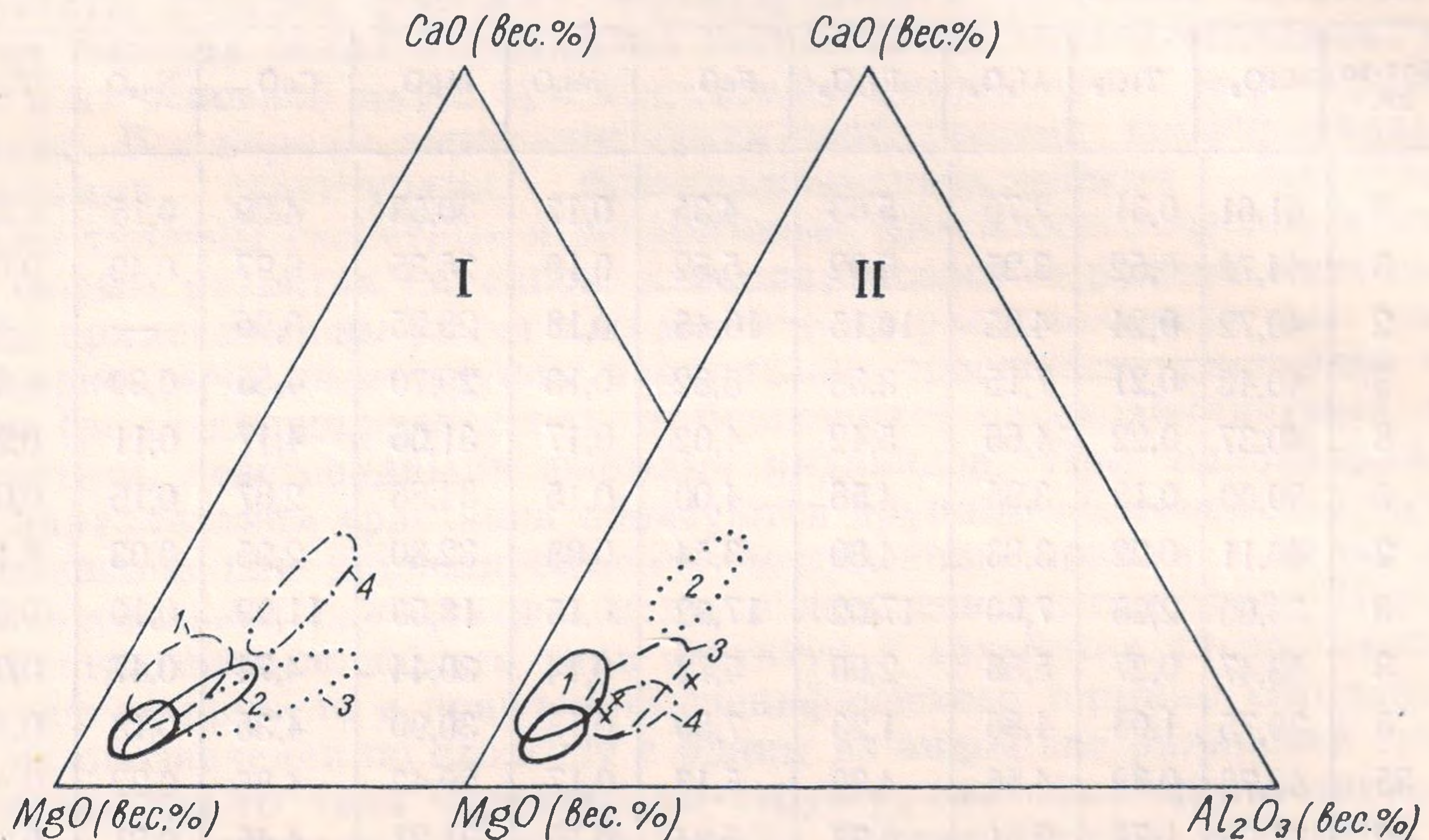


Рис. 1. Диаграмма $MgO—CaO—Al_2O_3$ (АСМ). Показаны составы ультраосновных вулканитов (см. табл.):

- I. 1 — Южная Африка, 2 — Западная Австралия, 3 — Канада, 4 — Кольский п-ов.
 II. 1—2 — Маймеча-Котуйский регион (1 — маймечинская свита, 2 — дельканская свита), 3 — Камчатка, 4 — Сихотэ-Алинь; косые крестики — Кипр.
 Сплошной линией оконтурено поле модельных мантийных составов (Барсуков, Дмитриев, 1972; Carter, 1970).

ний ультраосновных вулканических пород как докембрия, так и фанерозоя является их приуроченность к зонам крупных разломов — зонам повышенной проницаемости земной коры.

Сопоставление докембрийских ультраосновных вулканитов с фанерозойскими свидетельствует о сходстве их основных текстурно-структурных, петрографо-минералогических и петрохимических особенностей (табл., рис. 1). Среди фанерозойских ультраосновных вулканитов также несколько особо выделяются пикриты с «базальтоидными» свойствами (пикриты дельканской свиты Маймеча-Котуйского региона), что может свидетельствовать о намечающемся разделении группы ультраосновных вулканитов на две подгруппы. Однотипный характер имеют и межрегиональные химические различия пикритов докембрия и фанерозоя, выражающиеся, в частности, на диаграмме АСМ (рис. 1) в неодинаковой ориентировке и веерообразном расположении полей пикритов различных регионов, т. е. в регулярном различии для них отношения CaO/Al_2O_3 . Внутрорегиональная неоднородность ультраосновных вулканитов, судя

по закономерной «анизотропности» полей их составов, видимо, связана с общими процессами, определяющими развитие «базальтоидных» свойств в исходно ультраосновных выплавках.

При общем сходстве намечаются и некоторые специфические особенности докембрийских пикритов. Они характеризуются обычно более высокой степенью изменения, крайне редким присутствием таких минералов, как флогопит или амфибол и незначительными вариациями щелочей при обычно более низком среднем их содержании. Характерно также, что в породном парагенезисе с докембрийскими пикритами присутствуют почти исключительно толеитовые базальты*, тогда как с фанерозойскими пикритами часто ассоциируются базальты повышенной

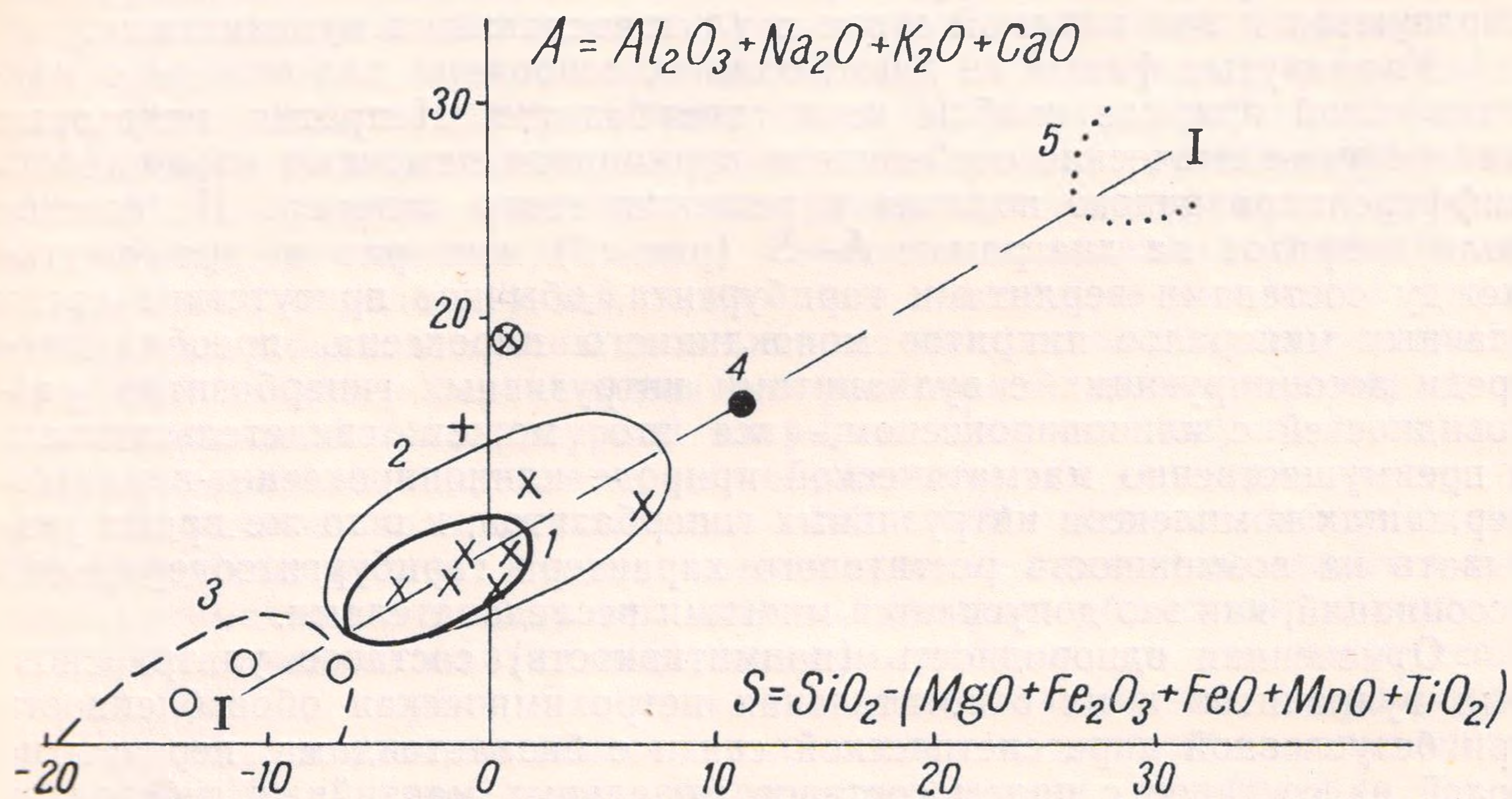


Рис. 2. Диаграмма А — S

1 — поле модельных мантийных составов; 2 — поле составов ультраосновных вулканитов (см. табл.). Косые крестики — средние составы пикритов докембрия, косой крестик в кружке — средний состав пикритов Кольского п-ова, крестик — средний состав пикритов дельканской свиты Маймеча-Котуйского региона; 3 — поле составов дунит-гарцбургитовой ассоциации (кружки — средние составы дунита и гарцбургита по Дэли, океанических гарцбургитов (Барсуков, Дмитриев, 1972); 4 — средний состав верлита по Дэли; 5 — поле базальтовых составов.

I—I — линия комплементарности в ряду ультраосновных-основных пород.

щелочности (Кипр, Камчатка, Сихотэ-Алинь) и даже ультращелочные породы с нефелином (Маймеча-Котуй).

Проведенное обобщение материалов по ультраосновному вулканизму докембрия и его сопоставление с однотипным вулканизмом фанерозоя позволяет сформулировать ряд выводов, имеющих принципиальное значение при обсуждении проблемы гипербазитов в целом. Проявление ультраосновного вулканизма на различных этапах формирования земной коры в различных геотектонических обстановках достаточно определено и надежно подтверждается фактом существования ультраосновных расплавов и их способностью проникать в самые верхние горизонты земной коры. Геологические особенности вулканитов указывают на разнообразие форм такого проникновения, значительную текучесть расплавов и вероятную насыщенность их летучими компонентами. Хотя

* Следует заметить, что постоянно пониженная щелочность докембрийских пикритов и базальтов может являться следствием интенсивной степени их преобразования и не отражать первичных содержаний К и Na в этих породах.

этого еще недостаточно для решения проблемы в целом, концепция о магматической природе гипербазитов получает более солидную базу.

Явно расширяются также основания для использования представлений о магматическом генезисе и для типично интрузивных ассоциаций ультраосновных пород. В частности, весьма резонно предполагать, что интрузии гипербазитов, сформировавшиеся в районах развития ультраосновных вулканитов и близкие к последним по особенностям химического и минералогического состава, образовались из ультраосновной магмы. Таков, видимо, генезис ряда архейских гипербазитов Западной Австралии, Гулинского массива Маймеча-Котуйского региона, некоторых гипербазитовых массивов Камчатской ультраосновной вулканической провинции и других регионов. Аналогичного типа интрузивы образуются и вне видимой связи с ультраосновными вулканитами.

Упомянутые факты не дают, однако, основания для вывода о магматической природе вообще всех гипербазитов. Напротив, некоторые минералого-химические особенности вулканитов намечают возможность дифференцированного подхода к решению этого вопроса. Положение поля пикритов на диаграмме А—S (рис. 2) как раз в промежутке между составами верлита и гарцбургита, обычное присутствие среди главных минералов пикритов моноклинного пироксена, преобладание среди ассоциирующих с вулканитами интрузивных гипербазитов разновидностей с клинопироксеном,— все это может свидетельствовать о преимущественно магматической природе клинопироксенит-верлитсодержащих комплексов интрузивных гипербазитов, и в то же время указывать на возможность реститового характера гарцбургитсодержащих ассоциаций, как это допускается многими исследователями.

Отмеченная однородность (примитивность) составов ультраосновных вулканитов и их относительная петрохимическая обособленность при безусловной парагенетической связи с базальтоидами, перекрытие полей их составов с полем составов модельных мантийных субстратов (рис. 1, 2) свидетельствуют, с одной стороны, о первичности и самостоятельности ультраосновных магм, их непосредственном выплавлении из мантийного субстрата и, с другой стороны, о том, что такое плавление совершалось в ходе тех же процессов, которые обуславливали и практически одновременное появление в мантии базальтовых выплавок. Положение поля пикритов на диаграмме А—S (рис. 2), почти полностью перекрывающего поле модельных составов мантии, свидетельствует, видимо, о высокой степени плавления исходного материала. Особое положение на этой диаграмме точек составов пикритов Карело-Кольского региона и дельканской свиты Маймеча-Котуйского региона указывает, вероятно, на то, что намеченное разделение ультраосновных вулканических пород на две подгруппы обусловлено различной степенью их селективного выплавления.

Способность вулканических гипербазитов находиться в породном парагенезисе и с толеитовыми, и со щелочными, и с ультращелочными базальтоидами, которые, как следует из экспериментальных и теоретических исследований Д. Грина, В. А. Рингвуда, О. Хары, Л. Л. Перчука и др., формируются при различных термодинамических режимах и на разных глубинах, косвенным образом свидетельствует о возможности неодинаковых в каждом конкретном случае условиях генерации ультраосновных расплавов. Относительно повышенные содержания щелочей в некоторых фанерозойских пикритах и ассоциация с базальтами повышенной щелочности позволяют предположить, что их формирование в мантии происходило на относительно больших глубинах по сравнению с глубинами генерации пикритов в докембрии. Соответственно можно предполагать, что переход от докембрия к фанерозою мог,

в частности, характеризоваться увеличением глубин генерации ультраосновных и основных магм.

Вывод о прямом выплавлении ультраосновных магм из мантийного субстрата делает необходимым допущение о весьма высоких температурах в зонах плавления. Льюис и Вильямс (Lewis, Williams, 1973) определили температуру кристаллизации ультраосновных вулканитов Австралии примерно в 1400° . Вильджоенами (Viljoen M. C., Viljoen R. P., 1970 в) на основании обобщения и анализа экспериментальных работ температуры ультраосновных расплавов оцениваются в $1400-1600^{\circ}$. При оценке температуры возникновения ультраосновных выплавов необходимо иметь в виду возможность относительного ее снижения под влиянием летучих компонентов и некоторых других элементов. Так, например, эксперименты по плавлению шпинелевого лерцолита показали, что солидус системы в присутствии H_2O на $400-700^{\circ}$ ниже, чем в безводных условиях (Kushiro, 1968). Зейфертом и Шрайером (Seifert, Schreyer, 1968) была экспериментально установлена важная роль калия в снижении температуры плавления ультраосновного материала. Присутствие в ультраосновных вулканитах летучих компонентов и относительно повышенное в ряде случаев содержание щелочей, в том числе калия, в их составе были отмечены выше. Кроме того, весьма вероятен адиабатический характер перемещения ультраосновной магмы к поверхности с максимальной температурной инерцией. Поэтому допустимо считать, что выплавление пикритов может осуществляться уже при температурах, незначительно превышающих $1400-1600^{\circ}$. Тем не менее и эти цифры весьма велики. Их достижение в зонах плавления является веским аргументом в пользу тех гипотез, которые объясняют появление «горячих точек» в мантии поступлением добавочных количеств тепла с еще больших глубин. Этим же, очевидно, объясняется и приуроченность ареалов ультраосновного вулканизма к участкам повышенной проницаемости земной коры, характеризующимся, как правило, особенно интенсивными теплотокками и активным течением петрогенетических процессов в мантии. В этих же зонах следует ожидать и максимального подтока глубинных флюидов, влияние которых на процессы образования ультраосновных выплавов весьма вероятно. Зоны повышенной проницаемости, естественно, наиболее благоприятны для перемещения магматических масс в верхние горизонты земной коры.

В заключение еще раз подчеркнем необходимость дальнейшего изучения ультраосновного вулканизма, в особенности докембрийского, открывающего новые возможности решения проблем гипербазитов, проблем мантийного магматизма и специфики наиболее ранних этапов формирования земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— *Геохимия*, 1972, № 12.
- Бутаков Б. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формации щелочных — ультраосновных пород.— *Петрография Восточной Сибири*. т. 1. М., 1962.
- Кокаев С. Н., Плоско В. В. Новые данные о диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа.— *Сов. геология*, 1975, № 2.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки.— *Сов. геология*, 1975, № 1.
- Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л. Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов.— *Сов. геология*, 1965, № 3.
- Мурес Э. М., Вайн Ф. Д. Массив Тродос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— *Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана*. М., 1973.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л., 1974.

Старков Н. П. Минералогия пикритов западного склона Урала.— Тр. Ин-та геол. и геохимии Уральск. науч. центра АН СССР, вып. 100, 1973.

Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-гипербазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л., 1973.

Хамрабаев И. Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии.— Петрология, М., 1972.

Carter J. L. Mineralogy and chemistry of the Earth's upper mantle based on the partial fusion-partial crystallization model.—Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 7.

Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.

Lewis J. D., Williams I. R. The petrology of an ultramafic lava near Murphy Well, Eastern Goldfields, Western Australia.—Annual Rept. Geol. Surv. West. Austral. 1972. 1973.

McCall G. J., Leishman J. Clues to the origin of Archaean eugeosynclinal peridotites and the nature of serpentinization.—Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 1971, N 3.

Moore E. M. Geotectonic significance of ultramafic rocks.—Earth. Sci. Revs., 1973, v. 9, N 3.

Naldrett A. J., Mason G. D. Contrasting Archaean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue townships, Ontario.—Canad. J. Earth. Sci., 1968, v. 5, N 2.

Nesbitt R. W. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block; Western Australia. Evidence for an Archean ultramafic liquid.—Geol. Soc. Australia, Spec. Publ., 1971, N 3.

Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R. Archean ultramafic flows in Munro township, Ontario.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 3.

Seifert F., Schreyer W. Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen.—Geol. Rundschau, 1968, Bd. 57, H. 2.

Viljoen M. C., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks.—Geol. Soc. South Africa, 1970a, Spec. pub. 2.

Viljoen M. C., Viljoen R. P. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht group.—Geol. Soc. South Africa, 1970b, Spec. pub., p. 87—112.

Wiles J. W. The geology of the eastern portion of the Gold Belt.—South. Rhodesia, Geol. Surv. Bull., 1957, 44, 1.

В. М. Чернов, К. А. Инина, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В связи с разработкой общей теории эволюции земной коры и становления «гранитного» слоя в последнее десятилетие внимание исследователей все больше привлекают докембрийские вулканические комплексы и, в частности, вулканические толщи кислого состава. Однако ввиду глубокого метаморфизма кислых вулканитов генетическая природа их трудно устанавливается и часто в литературе они описываются как гнейсы, сланцы, лептиты, лептитовые гнейсы, геллефлинты, кислые эффузивы и т. д.

В данной статье на примере раннедокембрийских вулканогенных толщ Балтийского щита (2700 ± 100 — 3500 ± 100 млн. лет) решаются некоторые вопросы терминологии метаморфизованных кислых вулканитов докембрия, их генетической природы, петрохимических особенностей и формационной принадлежности.

В докембрии Балтийского щита толщи кислых вулканитов, преобразованные метаморфизмом в лептиты, лептитовые гнейсы, геллефлинты

и порфиroidы, известны издавна. Эти породы в ассоциации с железистыми кварцитами наиболее широко распространены в ранних свекофеннидах центральной и северной Швеции, южной Финляндии и Полярной Норвегии (Зюдварангер).

На территории советской части Балтийского щита аналогичные породы были изучены в ранних карелидах западной Карелии (Чернов, 1964; Чернов, Инина, 1967). Здесь они стратиграфически приурочены к гимольской серии, протягивающейся в меридиональном направлении вдоль границы с Финляндией на расстоянии около 500 км.

Дальнейшее детальное изучение лептитовых толщ Карелии и обобщение имеющихся материалов по докембрию Кольского п-ова (Горяинов, 1967; 1970), Швеции (Гейер, Магнуссон, 1955; Gejer, Magnusson, 1952; Magnusson, 1970) и южной Финляндии (Эскола, 1967) позволило среди рассматриваемых образований выделить несколько основных групп пород, различающихся по текстурно-структурным признакам и связанных между собой взаимопереходами:

Размер зерен основной массы, мм

Геллефлинты и плагиопорфиры —	0,02—0,05
Лептиты порфировидные (порфиroidы) —	0,03—0,1
Лептитовые гнейсы —	0,1—0,8
Слюдяно-кварц-полевошпатовые и слюдяно-полевошпато-кварцевые сланцы —	0,04—0,1
Слюдяно-кварц-полевошпатовые и слюдяно-полевошпато-кварцевые гнейсо-сланцы —	0,1—0,5

Наличие в лептитах первичных текстур и структур различной степени сохранности, а также особенности минерального состава дали основание среди вышперечисленных пород выделить ряд литолого-петрографических разновидностей, различающихся генетически и, отчасти, петрохимически. Следует отметить, что при определении генетической природы исходного материала рассматриваемых образований использовалась номенклатура, разработанная для кайнотипных пород районов развития молодого вулканизма (Малеев, 1963; 1975).

Термин *hällflinta* — старое шведское название для обозначения кислых вулканических пород, которые перекристаллизованы с верхним пределом размера зерен в 0,03 мм. Под этим термином подразумеваются тонкозернистые кварцитовидные роговикового облика породы различных оттенков серого цвета, массивные или слабосланцеватые кварц-полевошпатового (альбит, альбит-олигоклаз) состава с небольшой примесью слюдистых минералов, рудных зерен (магнетит, гематит), хлорита, карбоната, микроклина. Содержание микроклина иногда увеличивается до значения породообразующего минерала (в более редких калиевых разностях геллефлинт).

Геллефлинты Карелии, измененные в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, являются преимущественно лавовыми образованиями. Для геллефлинт Швеции (зеленосланцевая фация метаморфизма) характерно незначительное изменение текстурных особенностей. Они представлены лавами и в преобладающем большинстве туфами с различной размерностью обломочного материала (Magnusson, 1970). Туфовые осадки здесь часто являются слоистыми и сохраняют признаки витрокластической и кристаллокластической структур.

Плагиопорфиры отличаются от геллефлинт только наличием среди

тонкозернистой основной массы того же состава и зернистости, что в геллефлинтах, порфировых обособлений плагиноклаза (альбит № 5—7, олигоклаз № 12—13), реже кварца размером до 1—1,5 мм в поперечнике. Содержание вкрапленников в породе обычно колеблется от 10—15 до 25—30%, нередко они трещиноваты и корродированы.

Лептиты порфировидные, лептитовые гнейсы порфировидные и лептитовые гнейсы представляют собой кислые вулканиты, претерпевшие более высокую степень метаморфизма. Для этой группы пород характерно постепенное — от лептитов порфировидных (с размером зерен 0,03—0,1 мм) до лептитовых гнейсов (размер зерен 0,1—0,8 мм) — увеличение размерности зерен и уменьшение степени сохранности первичных текстур и структур.

Лептиты и лептитовые гнейсы имеют такой же кварцево-полевошпатовый состав, но по сравнению с геллефлинтами в них иногда возрастает содержание слюдястых минералов (до 5—10%).

По текстурным и структурным особенностям среди лептитовых гнейсов (Карелия) выделяется несколько разновидностей (Чернов, Инина, 1967; Чернов и др., 1970):

1. Тонкозернистые породы серого или темно-серого цвета, слабо-сланцеватые;

2. Мелкозернистые, отчетливо сланцеватые породы серого и темно-серого цвета, напоминающие внешне неслоистые кварцево-биотитовые сланцы;

3. Порфировидные лептитовые гнейсы со светлыми порфировыми обособлениями плагиноклаза (олигоклаз, андезин) размером 1—3 мм в поперечнике и сланцеватой промежуточной массой;

4. Лептитовые гнейсы светло-серого цвета с отчетливой или смазанной полосчатостью, образовавшиеся, вероятно, по ритмично-слоистым кварцево-биотитовым сланцам;

5. Лептитовые гнейсы кварцитовидного облика светло-серые, почти белые, иногда с нерезко выраженной полосчатой текстурой.

На Кольском п-ове (Горяинов, 1967; 1970) отмечаются две разновидности лептитовых гнейсов: лептитовые гнейсы с сильной степенью перекристаллизации, где первичные структуры очень редки, и лептитовые гнейсы с бластопорфировыми обособлениями кварца или андезина.

В южной Финляндии (Эскола, 1967) наряду с лептитами осадочного происхождения встречаются лептиты с реликтовыми структурами кислых вулканитов, порфировые лептиты и туффиты дацитового состава. В центральной Швеции лептитовые гнейсы раскристаллизованы и не содержат реликтов первичных структур.

Слоистые разности кислых вулканитов представлены биотит-мусковит (серицит)-кварц-полевошпатовыми и биотит-мусковит-полевошпат-кварцевыми сланцами, переходящими в условиях амфиболитовой фации метаморфизма в гнейсо-сланцы. Чередование этих сланцев с порфирами (метаморфизованными лавами), а также наличие в них реликтов структур и текстур пирокластических пород позволяют считать вышеперечисленные сланцы метаморфизованными туфами, среди которых в зависимости от размеров и характера обломочного материала выделяются агломератовые, лапиллиевые, литокристаллокластические и кристаллокластические туфы, а также туффиты с примесью глинистого и кремнистого материала. Наиболее отчетливо первичные структуры и взаимоотношения этих пород наблюдаются на относительно слабо метаморфизованных (зеленосланцевая фация) участках развития кислых вулканитов (Робонен и др., 1974). Особую группу составляют ритмично-слоистые кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы, которые наиболее широко развиты в отложениях гимольской серии в западной

Карелии. Среди них выделяются кварцитовидные биотит-(полевошпат-)кварцевые, кварц-(полевошпат-)биотитовые, филлитовидные кварц-биотитовые и порфиробластические (пятнистые) ставролитсодержащие разности (Чернов, Инина, 1967; Чернов и др., 1970). Для этой группы сланцев характерна слоистость, обусловленная присутствием среди серых сланцеватых пород биотит-кварцевого и полевошпат-кварц-биоти-

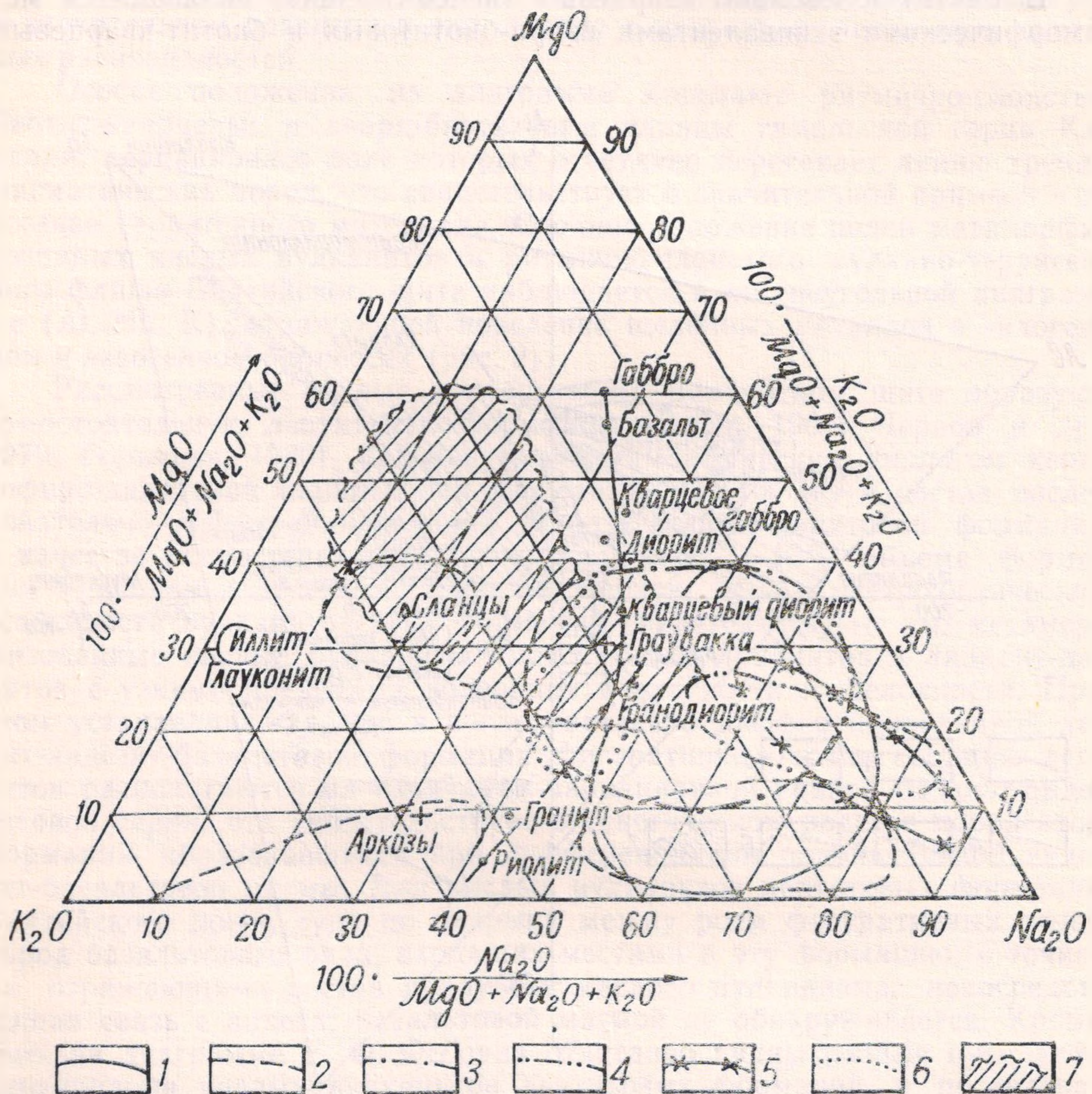


Рис. 1. Треугольная диаграмма $MgO-Na_2O-K_2O$ для лептитов Балтийского щита по Х. Рошу.

Вариационные поля лептитов:

1 — гимольской серии западной Карелии (103 ан.); 2 — кольской серии Примандровского р-на (5 ан.); 3 — района Шеллефтео Швеции (27 ан.); 4 — центральной Швеции (6 ан.); 5 — парандовской серии южной и восточной Карелии (5 ан.); 6 — ялонваарской серии южной Карелии (8 ан.); 7 — кварцево-биотитовых и биотит-кварцевых ритмично-слоистых сланцев гимольской серии западной Карелии (34 ан.).

того состава более темных прослоев, обогащенных биотитом, реже графитом мощностью 5—20 см и темно-зеленых прослоев амфиболовых и гранат-амфиболовых сланцев мощностью 3—30 см, а также ритмичная слоистость типа «graded bedding» (сортированная слоистость) с мощностью ритмов 0,2—1 м, в отдельных случаях до 4,5 м. При этом верхние части крупных (3,0—4,5 м мощностью) ритмов обычно сложены амфибол-гранатовыми сланцами с прослоями магнетит-кварцевого

состава, переходящими в магнетитовые кварциты. Отчетливо выраженная слоистость кварц-биотитовых и биотит-кварцевых сланцев и характерная для них бластопсаммитовая структура свидетельствуют о том, что в исходном осадке, послужившем материалом для образования этих пород, в значительном количестве присутствовал терригенный материал.

В биотит-полевошпат-кварцевых гнейсо-сланцах, являющихся метаморфическими эквивалентами кварц-биотитовых и биотит-кварцевых

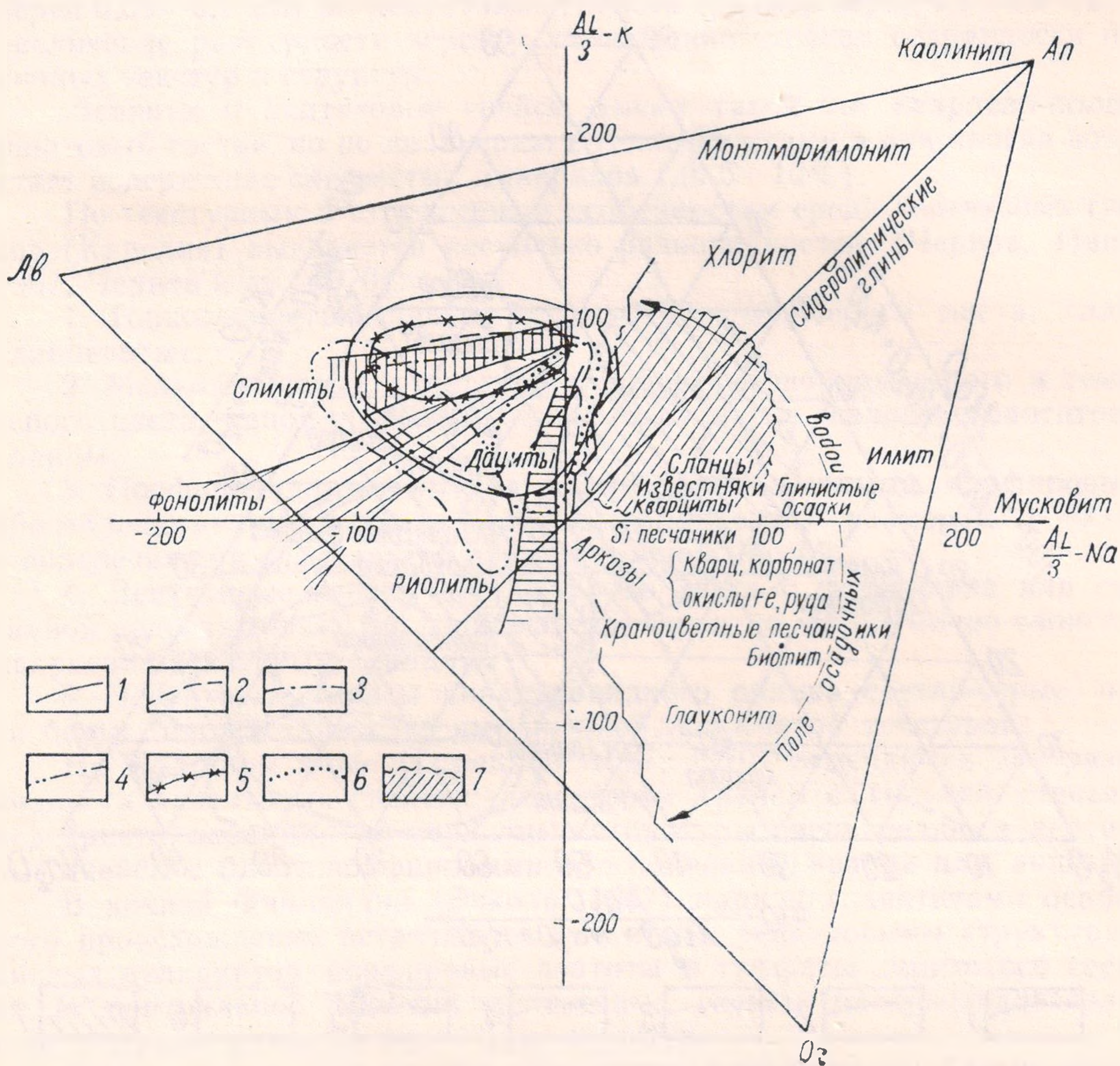


Рис. 2. Диаграмма Al — Na — K для лептитов Балтийского щита по Х. Рошу.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

сланцев, наблюдаются текстурные и структурные признаки, присущие вышерассмотренным сланцам.

Таким образом, среди метаморфизованных кислых вулканитов раннего докембрия Балтийского щита отчетливо выделяются главные фациальные типы вулканогенных пород — лавовая фация, туфовая, туффитовая и флишевая вулканогенно-терригенная. Эта генетическая классификация, основанная на литолого-петрографическом изучении реликтов первичных текстур и структур вулканических пород, подтверждается и петрохимическими данными, нанесенными на диаграммы Х. Роша (1972).

На диаграмме Х. Роша, так называемом «алюмосиликатном треугольнике», связывающем $MgO-Na_2O-K_2O$, заключенные в алю-

мосиликатах вариационные поля лептитов располагаются вблизи линии тренда магматических пород (рис. 1). При этом наблюдается наложение вариационных полей лептитов различных районов, тяготеющих к Na_2O — вершине треугольника и отражающих натровый, в целом, характер этих вулканогенных образований. Некоторое смещение к K_2O — вершине треугольника вариационных полей лептитов района Шеллефтео (Швеция) и ялонваарской серии южной Карелии свидетельствует о значительном развитии в них, наряду с натровыми лептитами, калиевых разновидностей.

Особое положение на диаграмме занимают ритмично-слоистые биотит-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы гимольской серии Карелии, вариационное поле которых отчетливо пересекает линию тренда магматических пород, что свидетельствует о значительной примеси в их составе терригенного материала. Сходное положение полей метаморфизованных кислых вулканитов и ритмично-слоистого вулканотерригенного флиша Балтийского щита наблюдается и по треугольной диаграмме (Al, Na, K), отражающей поведение щелочных металлов в эндогенном и экзогенном процессах (рис. 2).

Рассмотренные кислые вулканиты на Балтийском щите образуют самостоятельную лептитовую формацию (Гейер, 1967; Чернов и др., 1970; Горяинов, 1970), являющуюся метаморфическим аналогом кераатофира-дацитовой кайнотипной формации, или входят в состав последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации в качестве второстепенных членов, составляя 7—10% объема формации (Робонен и др., 1974; Робонен, Чернов, 1974). Петрохимические особенности вулканитов этих формаций свидетельствуют, что метаморфизованные кислые вулканиты имеют состав липаритов и липарит-дацитов с узкими пределами колебания кислотности и щелочности. При этом устанавливается, что в последовательно дифференцированной дацит-андезит-базальтовой формации фигуративные точки составов лептитов располагаются на окончании вариационной кривой базальт-андезитовой серии, что свидетельствует о генетическом родстве пород этой формации, образовавшихся при дифференциации родоначальной андезит-базальтовой магмы. Для кислых вулканитов лептитовых формаций Балтийского щита, судя по разрыву между рою фигуративных точек пород базальтового ряда, входящих местами в эту формацию, и точками, отражающими состав продуктов кислого вулканизма, непосредственная связь с андезит-базальтовой магмой не обнаруживается. Кроме того, на диаграмме Е. Ф. Осборна отчетливо видны разные пути дифференциации кислых вулканитов лептитовых формаций и последовательно дифференцированной дацит-андезит-базальтовой формации (рис. 3). Для кислых вулканитов лептитовых формаций Балтийского щита характерен толеитовый путь дифференциации при условии постоянного общего состава системы и понижающемся PO_2 . В продуктах дифференциации на конечных этапах происходило абсолютное накопление железа с незначительным уменьшением содержания кремнезема.

Для последовательно дифференцированной дацит-андезит-базальтовой формации намечается качественно иной — известково-щелочной путь дифференциации с постепенным падением содержания железа и накоплением в конечных кристаллических фазах щелочей и кремнезема в условиях постоянного PO_2 .

Приведенные данные не исключают возможности образования кислых лав лептитовых формаций в результате расплавления или ассимиляции гранитного слоя земной коры, как это наблюдается в областях современного вулканизма (Малеев, 1973). Напротив, формационный

анализ, палеотектонические реконструкции раннепротерозойского периода развития докембрия Балтийского щита (Кратц, Чернов, 1971) и геофизические данные о глубинном строении земной коры свидетельствуют о том, что лептитовые формации Балтийского щита формировались на крупных сиалических блоках древнего фундамента, характеризующихся повышенными мощностями «гранитного слоя». В этой связи необходимо отметить, что с лептитовыми формациями ассоциируют плагиограниты, петрохимически сходные с натровыми лептитами, которые, вероятно, являются комагматами кислых эффузивов. Кислые вулканы последовательно дифференцированной дацит-андезит-базальтовой формации формировались в иной тектонической обстановке.

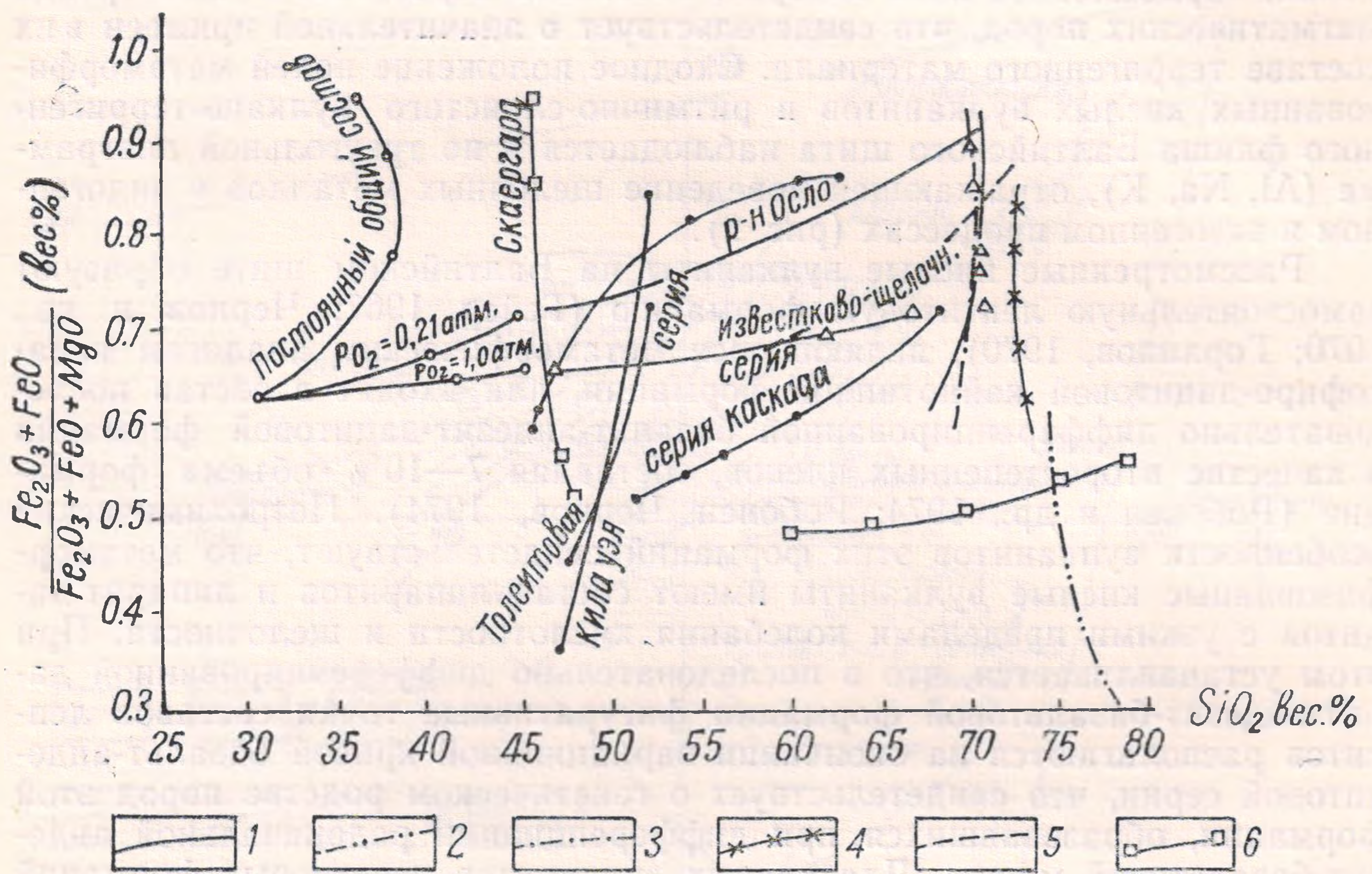


Рис. 3. Диаграмма состава $Fe_2O_3-FeO/Fe_2O_3+FeO+MgO$ для лептитов Балтийского щита.

Вариационные линии лептитов лептитовых недифференцированных формаций: 1 — гимольской серии западной Карелии (103 ан.); 2 — центральной Швеции (6 ан.); 3 — Шеллефтео Швеции (27 ан.); 4 — кольской серии Примандровского р-на (5 ан.). Вариационные линии лептитов дифференцированных липарит-дацит-андезит-базальтовых формаций: 5 — парандовской серии восточной и южной Карелии (5 ан.); 6 — ялонваарской серии южной Карелии (8 ан.).

Они пространственно тяготеют к узким шовным зонам и глубинным разломам мантийного заложения с пониженными мощностями земной коры и «гранитного слоя». Вероятно, различие в глубинном строении структурно-фациальных зон раннего докембрия Балтийского щита определило разные типы инициального вулканизма синклинальных прогибов, их магматизма и металлогенической специализации. Кислые лавы лептитовых формаций, вероятно, имеют коровое происхождение. Они возникли в результате переплавления древнего (архейского) сиалического фундамента. Первичным источником кислых лав последовательно дифференцированной дацит-андезит-базальтовой формации являлись андезит-базальтовые магмы, регенерированные на границе мантии и земной коры. Характерно также и то, что с лептитовыми формациями Балтийского щита ассоциируют крупные месторождения железистых

кварцитов вулканогенного типа, а для кислых лав последовательно дифференцированной формации типично серно-колчеданное и полиметаллическое оруденение.

Изложенные представления о кислых вулканитах Балтийского щита, безусловно, не являются окончательным решением проблемы кислого вулканизма ранних этапов развития земной коры. Эта проблема требует дополнительных исследований с применением современных методик. В частности, необходимо проведение тонких геохимических и радиологических исследований с целью установления состава родоначальных магм, глубин их зарождения, уточнения возрастных рубежей кислого вулканизма в докембрии и его связей с гранитоидным магматизмом.

ЛИТЕРАТУРА

- Гейер П. Докембрий Швеции.— Докембрий Скандинавии. М., 1967.
- Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции.— Железорудные месторождения мира. Т. 2. М., 1955.
- Горяинов П. М. Лептиты в докембрийской железорудной формации Примандровского района (Кольский полуостров).— ДАН СССР, т. 172, 1967, № 2.
- Горяинов П. М. Геологическое строение и условия образования Комсомольского месторождения железистых кварцитов.— Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., 1970.
- Кратц К. О., Чернов В. М. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита.— Проблемы литологии докембрия. Л., 1971.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., 1963.
- Малеев Е. Ф. Фации кислого вулканизма на разных этапах развития островных дуг (на примере Камчатско-Курильской дуги).— Кислый вулканизм. Новосибирск, 1973.
- Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фации и генетических типов вулканитов. М., 1975.
- Робонен В. И., Чернов В. М. Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты.— Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., 1974.
- Робонен В. И., Рыбаков С. И., Светова А. И. Вулканические формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны (южная Карелия).— Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974.
- Рош Х. Химическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории.— Доклады I Международного геохимического конгресса. Кн. 1. М., 1972.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.— Л., 1964.
- Чернов В. М., Инина К. А. Лептиты и лептитоподобные породы западной Карелии (вещественный состав и условия формирования).— Тр. Ин-та геол. Карельского филиала АН СССР, вып. 1, 1967.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970.
- Эскола П. Докембрий Финляндии.— Докембрий Скандинавии, М., 1967.
- Gejer P., Magnusson N. Geological history of iron ores of Central Sweden.—Rep. of the 18 th Sess. Intern. Geol. Congr. Great Britain (1948). P. 13. London, 1952.
- Magnusson N. The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alternations.—P. 1, 2. Stockholm, 1970.

О ПРОЯВЛЕНИЯХ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА В ДОКЕМБРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Продукты кислого вулканизма в области Украинского щита встречаются на разных уровнях стратиграфического разреза и характеризуются разнообразием состава, условий образования и типов вулканогенных и осадочных формаций. Они известны в северо-западной части Украинского щита (далее — УЩ) и в районе Среднего Приднепровья. По-видимому, кислые вулканиты занимают более обширную площадь, но в связи с метаморфизмом они утратили необходимые признаки, позволяющие уверенно судить об их петрографической принадлежности. С известной долей условности к ним могут быть причислены так называемые «биотитовые микрогнейсы», получившие широкое распространение в центральной части УЩ. Эти породы образуют различной формы и размеров останцы в полях гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса. Постоянное их сонахождение с ортоамфиболитами, близость химического и минерального состава с кислыми вулканитами, а также мелкозернистые структуры, несвойственные ассоциирующим с ними другим породам, позволяют отнести биотитовые микрогнейсы к группе лептитов. По своим петрохимическим особенностям они обнаруживают сходство с лептитами Украинского (Хатунцева, 1972а, б) и Балтийского (Формозова, 1965; Чернов, Инина, 1967; Вегер 1954) щитов. Для некоторых из них также характерны высокие содержания щелочей (7—8%), нередко при преобладании калия над натрием.

Среди кислых вулканитов УЩ преимущественным развитием пользуются продукты эффузивной и эксплозивной фаций. Экструзивные их аналоги обнаружены в вулканогенно-осадочной толще Конкского синклинория.

На крайнем северо-западе УЩ кислые вулканиты (Хатунцева, 1972а, б) входят в состав кератофиро-диабазовой формации осницкой серии, где они представлены кератофирами, кварцевыми порфирами, сохранившимися в небольших останцах в полях metabазитов, амфиболитов, амфиболовых гнейсов и лептитов. Продукты кислого вулканизма известны также в Сущано-Пержанской и Овручской структурах, относимых к наложенным посторогенным структурам. В Сущано-Пержанской структуре они принадлежат к слабометаморфизованным дацитам, кварцевым порфирам (Безпалько, 1970), изредка их туфам (Металиди и др., 1975), Овручской структуре — покровам кварцевых порфиров, характеризующихся повышенной щелочностью.

В Среднем Приднепровье кислые вулканиты обнаружены в разновозрастных синклинорных структурах Криворожско-Кременчугского (1700—2000 млн. лет), Базавлукского и Конкского (2700—3500 млн. лет) районов магнитных аномалий, сложенных криворожской и конкско-верховцевской сериями. Преобладающее развитие они получили в метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах Базавлукского и Конкского синклинориев, встречаясь в различных частях их разреза и тем самым косвенно свидетельствуя о своеобразии тектонического режима в областях их формирования. В этих толщах продукты кислого вулканизма парагенетически связаны с метаморфизованными диабазами, пикритовыми, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, объединенными в офиолитовую формацию, а также с железистыми кварцитами, сланцами и метапесчаниками железисто-кремнистой и флишоидной формаций. Наиболее насыщенными кислыми вулканитами, главным образом пирокластикой, оказались песчано-сланцевые горизонты, непо-

средственно перекрывающие толщи основных и средних вулканических пород.

В пределах Конкского синклинория кислые вулканыты обнаружены на площади Конкской магнитной аномалии и в Белозерском железорудном районе. На площади Конкской магнитной аномалии эти породы развиты в восточной полосе амфиболитов и на Веселянском участке (Половинкина, Наливкина, 1959). В восточной полосе кислые вулканыты залегают маломощными прослоями среди мелкозернистых амфиболитов, кварц-хлоритовых и кварц-слюдяных сланцев. В западной части Веселянского участка они образуют прослои среди кварц-слюдяных сланцев, перекрывающих куммингтонитсодержащие сланцы и кварциты. Среди кислых вулканытов Ю. И. Половинкина выделяет метаморфизованные кварцевые кератофиры, их туфы, кварцевые плагиопорфиры, фельзитовые и биотитовые порфиры, содержащие вкрапленники биотита или биотита и плагиоклаза, редкие зерна микроклина.

В осадочно-вулканогенной толще Белозерского железорудного района, расположенного на южном фланге Конкского синклинория, кислые вулканыты картируются на всех уровнях ее стратиграфического разреза. Они входят в состав metabазитовых свит, слагающих нижнюю и верхнюю части разреза, а также в состав нижней туфогенно-сланцевой подсвиты. Фациальный анализ пород этой подсвиты свидетельствует о постоянной смене как в разрезе, так и в плане вулканических фаций осадочными, о принадлежности кислых вулканытов к продуктам извержений центрального типа. Протяженность покровов составляет примерно 2—3 км, мощность 10—15 м. Излияние лав сопровождалось выбросами пирокластического материала кислого состава и образованием экструзивных тел плагиопорфиров. Более выдержанные по простиранию покровы кислых эффузивов обнаружены в metabазитовых свитах, размещение которых контролируется зонами глубинных разломов, являющихся, очевидно, подводными каналами для магматических масс. Отличительной особенностью вулканытов metabазитовых свит и, главным образом, вулканытов нижней metabазитовой свиты, непосредственно подстилающей рудовмещающую свиту, является последовательная смена вверх по разрезу основных эффузивов средними и кислыми разностями. Такое размещение эффузивов в геологическом разрезе metabазитовой свиты, по всей вероятности, обусловлено своеобразием процессов магмаобразования и, в частности, эволюцией единого магматического очага.

Формирование осадочно-вулканогенного комплекса metabазитовых свит Белозерского района проходило в относительно спокойной тектонической обстановке в области их накопления, на что указывает отсутствие в разрезе продуктов эксплозивной деятельности и преобладание мощных (более 50 м) покровов основных пород, чередующихся с железисто-кремнистыми осадочными образованиями. Покровы кислых эффузивов в описываемом районе слагаются в различной степени метаморфизованными кератофирами фельзитовой и порфировой структур.

В Базавлукском синклинории вулканыты встречены на пространственно разобщенных участках магнитных аномалий: Верховцевской, Сурской и Чертомлыкско-Соленовской.

На площади Верховцевской магнитной аномалии кислые вулканыты обнаружены в разрезе осадочно-вулканогенных толщ Восточно-Грановского, Тепловского и, в меньшей мере, Западно-Грановского и Центрально-Верховцевского участков (Макухина, 1956). Они представлены маломощными покровными образованиями и пирокластическим материалом. Различная степень метаморфизации кислых эффузивов привела

к появлению среди них малоизмененных кератофиров, альбит-кварц-хлорит-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев.

Малоизмененные кислые вулканические породы встречены в западной части Восточно-Грановской аномалии среди карбонат-талковых сланцев в виде прослоев мощностью 3—5 м. Иногда они связаны постепенными переходами с кварц-хлорит-серицитовыми и альбит-кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, получившими наибольшее развитие на Тепловской магнитной аномалии, где они переслаиваются с железистыми кварцитами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами.

На участке Сурской магнитной аномалии кислые вулканиты входят в состав верхней вулканогенно-кератофиросланцевой свиты, перекрывающей породы железисто-кремнисто-метабазитовой свиты (Макухина, 1956). Они представлены метаморфизованными кератофирами и их туфами и залегают в единых разрезах с апоспилитами, амфиболитами, ультраосновными породами и терригенными сланцами.

В Чертомлыкско-Соленовском районе кислые вулканиты входят в состав, главным образом, верхней части разреза осадочно-вулканогенной толщи, где они совместно с осадочными породами создают основной петрографический фон (Бойко, 1967). Им подчинены покровные образования основных пород. Низы разреза осадочно-вулканогенной толщи, в отличие от верхней части ее разреза, сложены покровными образованиями основных пород, включающих покровы кислых эффузивов, парасланцы и кварциты. В Чертомлыкско-Соленовском районе кислые вулканиты представлены апокератофирами, их туфами и плагиопорфирами эффузивной фации.

Сравнительный анализ осадочно-вулканогенных толщ показал, что в Среднем Приднепровье в областях развития железорудных толщ конкско-верховцевской серии архея излияния кислых лав происходили на заключительных этапах вулканической деятельности. Тесная парагенетическая связь кислых вулканитов с породами железисто-кремнистой формации свидетельствует о подводном их формировании. По пространственному размещению и характеру парагенезисов пород кислые вулканиты Среднего Приднепровья подразделяются на две группы. К первой группе принадлежат кислые вулканиты Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны, слагающей внутреннюю часть обширного архейского синклинория. Для этой зоны характерна сравнительно строгая последовательная дифференцированность вулканических образований от основных к средним и кислым, а также частая пространственная приуроченность кислых эффузивов к полям развития покровов андезитовых апопорфиритов и перекрывающих их пород туфогенно-осадочной подсвиты. Вторую группу составляют кислые вулканиты краевой западной зоны — Базавлукского синклинория, характеризующегося неустойчивостью тектонического развития. В этом синклинории кислые вулканиты в переслаивании с основными и, реже, ультраосновными породами неоднократно появляются в разрезе осадочно-вулканогенной толщи.

В суперкрустальной толще Криворожско-Кременчугского синклинория метаморфизованные кератофиры описываются Р. И. Сироштаном (1962) в подсвите аркозовых метапесчаников, перекрывающих толщу метабазитов в Южно-Ингулецкой синклинали.

Таким образом, в нижнепротерозойское время геологическая позиция кислых эффузивов в областях формирования железисто-кремнистых формаций была сходной с положением этих пород в разрезе осадочно-вулканогенной толщи внутренней части архейского синклинория.

Кислые эффузивы обнаруживают черты сходства и различия минерального и химического составов, структурно-текстурных свойств. Они характеризуются порфировой, реже — гломеропорфировой структурой, массивной и сланцеватой текстурой. Структура основной ткани призматически-зернистая и фельзитовая, в измененных разностях — лепидогранобластовая. Вкрапленники представлены кварцем идиоморфной или округлой — оплавленной формы, плагиоклазом и их сростками.

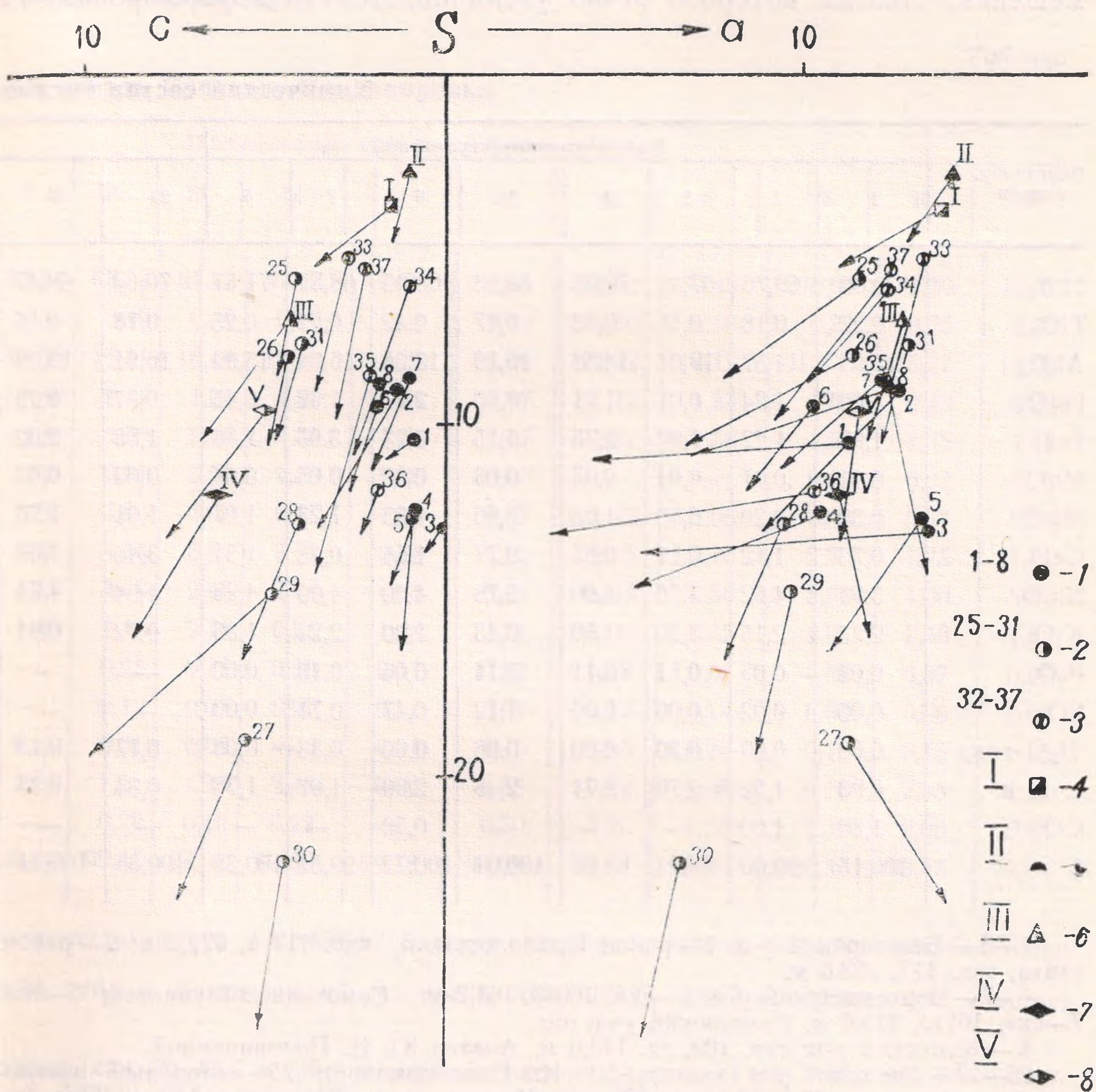


Рис. 1. Диаграмма химического состава кислых вулканитов Среднего Приднепровья. 1 — кератофиры малоизмененные; 2 — плагиопорфиры эффузивной фации; 3 — плагиопорфиры экструзивной фации; 4 — риолиты; 5 — кварцевые кератофиры; 6 — дациты; 7 — андезиты вообще; 8 — слюдяные андезиты.

В кератофирах, фельзитовых и биотитовых порфирах плагиоклаз отвечает альбиту № 3—10 и альбит-олигоклазу № 12—17, в плагиопорфирах эффузивной фации плагиоклаз — андезин № 30—32 (Половинкина, Наливкина, 1959). В экструзивных плагиопорфирах плагиоклаз отвечает альбиту, содержащему до 7% анортитовой составляющей. Форма зерен плагиоклаза в кератофирах обычно таблитчатая, в значительно метаморфизованных — неправильная вследствие их резорбции минералами вмещающей ткани. В экструзивных разностях плагиопорфиров

плагноклаз призматического облика. Большинству зерен присущи двойниковые структуры. Наиболее распространенным законом двойникова-ния является карлсбадский, реже устанавливается альбитовый закон, характерный чаще всего для альбита связывающей ткани. Некоторые зерна зональны. Ядерная часть по размеру значительно уступает периферической зоне и имеет несколько более основной состав в сравнении с альбитом краевой части. Плагноклаз постоянно несет признаки замещения, степень которого резко увеличивается в деформированных

Химический состав кислых

Породообр. окислы	Малоизмененные кератофиры								25	26
	1	2	3	4	5	6	7	8		
SiO ₂	70,60	69,76	67,48	70,35	64,56	68,95	68,22	71,37	70,34	68,47
TiO ₂	0,27	0,18	0,15	0,33	0,47	0,42	0,22	0,25	0,18	0,16
Al ₂ O ₃	15,99	14,57	19,04	14,58	16,19	13,38	16,04	15,99	16,91	18,36
Fe ₂ O ₃	1,00	1,24	0,01	1,21	0,00	2,81	1,62	0,45	0,37	0,29
FeO	1,96	1,22	1,93	2,75	5,15	3,23	3,05	1,88	1,88	2,02
MnO	0,11	0,01	0,01	0,03	0,03	0,08	0,05	0,06	0,03	0,03
MgO	0,33	2,20	0,55	1,63	2,86	1,33	1,23	1,07	1,01	1,25
CaO	0,75	1,12	0,11	0,65	0,77	1,55	0,78	1,51	3,46	3,69
Na ₂ O	3,91	4,62	4,26	4,00	5,78	4,00	4,09	4,98	4,94	4,74
K ₂ O	2,23	2,15	3,20	1,50	0,43	1,00	2,24	1,36	0,72	0,94
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,11	0,11	0,14	0,06	0,19	0,00	—	—
SO ₃	0,06	0,02	0,00	0,06	1,12	0,47	0,71	0,00	—	—
H ₂ O гигр	0,08	0,09	0,30	0,00	0,06	0,00	0,38	0,08	0,17	0,13
п. п. п.	0,93	1,32	2,79	2,71	2,48	2,99	1,67	1,38	0,34	0,33
CO ₂	1,80	1,00	—	—	—	0,50	—	—	—	—
Σ	100,15	99,60	99,94	99,97	100,04	100,77	99,51	100,38	100,35	100,41

1—3 — Белозерский р-н: 1 — район Промплощадки, скв. 117 а, 372,9 м; 2 — район свита, скв. 117, 368,0 м.

4—7 — Верховцевский р-н: 4 — скв. 10055, 164,2 м, Самотканский участок; 5 — скв. 7 — скв. 10116, 175,0 м, Грановский участок.

8 — Конкский р-н: скв. 109, гл. 148,0 м. Анализ Ю. И. Половинкиной.

25—27 — Конкский р-н (анализы Ю. И. Половинкиной): 25 — кварцевый плагиотовый порфир, скв. 27, 100,1 м. 28—30 — Чертомлыкско-Соленовский р-н (анализы 114,5 м; 30 — то же, скв. 13619, 120,9 м; 31 — Криворожский бассейн (анализ Р. И. Си-33 — скв. 401, 363 м; 34 — скв. 397, 415,0 м; 35 — скв. 397, 403 м; 36 — скв. 397, 414 м; 37 —

породах зон нарушения. Наиболее обычными продуктами замещения являются серицит и кварц. Изредка среди них отмечены хлорит, цоизит и кальцит. Процесс замещения плагноклаза кварцем, резко проявленный в катаклазированных кератофирах, нередко сопровождается образованием симплектитовых структур. Вновь образованный кварц оптически аномален и характеризуется едва голубоватым цветом в штуде.

Основная ткань в малоизмененных разностях преимущественно плагноклаз-кварцевого состава, в измененных — плагноклаз-кварц-се-

рицитовая, плагиоклаз-кварц-хлорит-серицитовая и кварц-серицитовая. Количественные соотношения между вкрапленниками и вмещающей тканью непостоянны. Содержание вкрапленников колеблется от единичных фенокristов до обильного, что обуславливает в последнем случае невадитовый характер структуры. К весьма интересным минералам, обнаруженным лишь в апокератофирах Белозерского района, принадлежит хлоритоид, встреченный в шестоватых, тонкоигольчатых, изометричного облика зернах.

Таблица

вулканитов Среднего Приднепровья

Плагиопорфиры эффузивной фации										
27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	38
55,54	63,99	61,12	57,43	65,90	62,04	68,53	69,48	70,06	71,30	71,43
0,38	0,49	0,49	0,64	0,35	0,49	0,26	0,18	0,24	0,25	0,27
16,65	16,31	16,48	15,40	16,39	16,10	14,32	14,12	12,70	15,27	15,08
1,90	1,44	1,30	4,31	1,61	1,17	1,12	1,84	1,52	0,48	0,93
3,56	4,60	5,46	5,32	3,82	4,17	1,87	1,58	1,51	1,38	1,65
0,11	0,11	0,09	0,09	0,05	0,02	—	—	0,03	0,02	0,15
5,02	2,86	4,00	6,47	1,32	6,87	1,23	0,96	3,05	0,87	0,80
8,82	3,34	3,99	3,71	3,26	0,55	2,25	2,10	2,70	1,75	1,81
4,12	3,48	2,85	2,78	4,86	0,44	5,33	4,50	5,00	4,00	5,54
1,45	1,15	2,17	0,25	1,36	2,71	1,00	1,62	1,01	1,50	1,00
—	0,25	0,17	0,30	0,11	0,09	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07
—	0,12	0,07	0,27	0,14	0,01	0,10	0,14	0,04	0,08	0,03
0,13	0,01	0,02	—	0,01	0,15	0,25	0,28	0,12	0,15	0,08
2,05	1,01	1,30	2,41	0,60	3,88	0,92	1,08	0,78	2,35	0,17
—	0,28	0,10	0,22	—	0,70	2,22	1,56	1,38	0,00	0,85
99,73	99,44	99,61	99,60	99,78	99,39	99,48	99,49	100,30	99,47	99,94

Промплощадки, скв. 478, 450 м; 3—ядро Южного участка, верхняя метабазитовая 10055, 176,8 м, Самотканский участок; 6—скв. 10113, 251,3 м, Грановский участок;

порфир, скв. 26, 86,6 м; 26—кварцевый плагиопорфир, скв. 111, 142,2 м; 27—биоти-В. Л. Бойко); 28—кварцевый кератофир, скв. 13187, 113,7 м; 29—то же, скв. 13179, роштана); кварцевый кератофир — 32—37—Белозерский р-н: 32—скв. 401, 357,5 м, скв. 397, 431,0 м.

Вариации минерального состава кислых эффузивов довольно четко отражаются в непостоянстве их химического состава (см. табл.).

Рассмотрение положения точек составов кислых вулканитов Среднего Приднепровья на диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 1), показывает скученность векторов малоизмененных кератофиров (ан. 1—8) и плагиопорфиров экструзий (ан. 32—37), большой разброс векторов, характеризующих составы плагиопорфиров эффузивной фации (ан. 25—31). Подобное размещение векторов малоизмененных кератофиров и плагиопорфиров экструзий обусловлено близостью их состава в каждой выделенной петрографической разно-

видности. При этом точки составов малоизмененных кератофиров спроектировались в поле средних составов андезитов по Дэли, плагиопорфиров экструзий — в поле эталонных составов кварцевых кератофиров и дацитов, что может рассматриваться в качестве признака их генетического родства. Большой разброс точек составов плагиопорфиров эффузивной фации связан, очевидно, с особенностями состава материнской породы. Так, биотитовые порфиры, обогащенные темноцветным компонентом, заняли наиболее низкое положение на линии SB, кварцевые плагиопорфиры с величиной параметра $b=6-8$ — более высокое. Положение векторов на плоскости ASB свидетельствует о параллельном возрастании щелочности и кислотности у большинства анализируемых пород. Преимущественный наклон векторов влево указывает на пересыщенность их глиноземом, а непостоянство величины их накло-

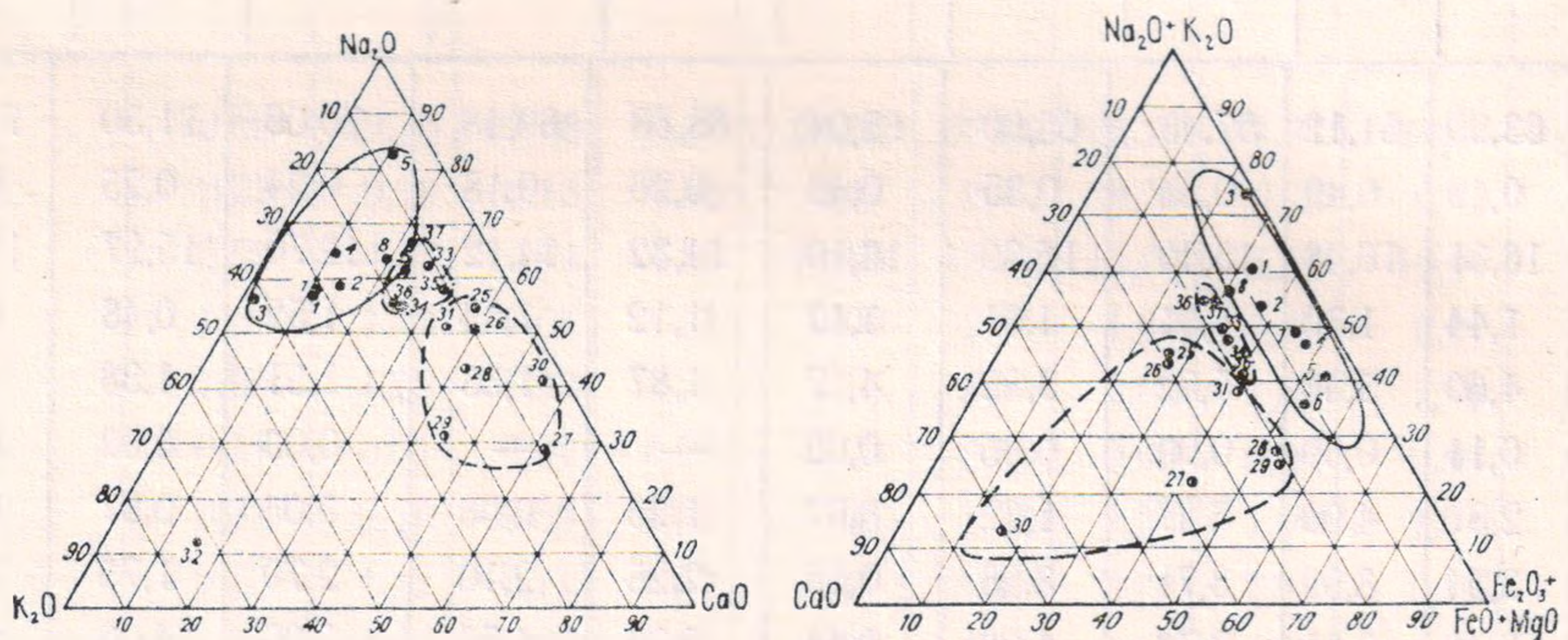


Рис. 2. Треугольные барицентрические диаграммы химического состава кислых вулканитов.

Усл. обозн. см. рис. 1.

на — на неоднозначность соотношений глиноземистой и магнезиальной составляющей в темноцветных минералах. На плоскости CSB точки составов малоизмененных кератофиров расположились вблизи осевой линии SB в отличие от плагиопорфиров, удаленных от нее. Подобное размещение векторов свидетельствует об увеличении основности плагиоклаза в плагиопорфирах по сравнению с кератофирами, что согласуется с данными минералогических исследований. Крутой наклон векторов на плоскости CSB указывает на преобладание натрия над калием.

Различные соотношения между породообразующими компонентами наглядно иллюстрируются неравномерным распределением фигуративных точек в полях треугольных барицентрических диаграмм (рис. 2).

На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ фигуративные точки кислых вулканитов образуют три неперекрывающихся поля. Поле, соответствующее по составу малоизмененным кератофирам повышенной щелочности, занимает крайне левое положение вблизи линии $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$. Крайне правое положение отвечает полю, образованному фигуративными точками излившихся плагиопорфиров, содержащих плагиоклазы средних составов. Промежуточное положение занимает поле составов плагиопорфиров экструзий. Кальциевая специализация и менее железистый состав лав плагиопорфиров отчетливо изображаются на тройной диаграмме, вершинами которой являются $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, CaO и $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}$. Сравнительно высокой железистостью характеризуются мало-

измененные кератофиры, содержащие в своем составе хлорит. Эллипсоидальная модель поля их составов вытянута вдоль линии $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$. Довольно постоянные содержания темноцветного компонента в этих кератофирах являются особенностью состава кислой лавы в отличие от эффузивной фации плагиопорфиров, имеющих большой разброс фигуративных точек. Тем не менее общей закономерностью, с учетом данных диаграммы, является более высокая железистость кератофиров по сравнению с плагиопорфирами и в плагиопорфирах экструзий по сравнению с излившимися их аналогами.

Общими характерными особенностями кислых вулканитов Среднего Приднепровья являются пересыщенность их кремнекислотой и глиноземом, преобладание закисного железа над окисным, свидетельствующее с слабой окисленности лав, постоянные преобладания натрия над калием и близость суммарного содержания щелочей к породам нормального ряда.

Постоянное сонахождение кислых вулканитов с основными породами на площади УЩ указывает на общность магматического источника. Общая закономерность изменения состава пород от начальных стадий вулканизма к заключительным свидетельствует о прямой направленности дифференциации исходной базальтовой магмы. Отщепление от базальтовых магм кислых флюидносиликатных расплавов происходит, согласно данным А. А. Маракушева и Е. Б. Яковлевой (1975), при обогащении их летучими компонентами кислого ряда.

ЛИТЕРАТУРА

Безпалько Н. А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. Київ, 1970.

Бойко В. Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района.— Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, 1967.

Макухина А. А. Метаморфические породы Верховцевского района.— Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев, 1956.

Макухина А. А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Сурского района.— Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, 1967.

Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав.— Вестн. Моск. ун-та, 1975, № 1.

Металиди С. В., Слыш Р. А., Пономарева Г. Г. Туфы кислого состава в Суцано-Пержанской зоне северо-запада Украинского щита.— Сов. геология, 1975, № 4.

Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 26, 1959.

Сироштан Р. И. Геологическое строение и железные руды месторождений рудников «Ингулец» и Рахмановского.— Геология Криворожских железорудных месторождений. Киев, 1962.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд северной Швеции.— Рудоносность вулканогенно-осадочных формаций геосинклиналей. М., 1965.

Хатунцева А. Я. Осницкий комплекс.— Стратиграфия УССР. Т. 1. Киев, 1972а.

Хатунцева А. Я. О формациях крайнего северо-запада Украинского щита.— Геол. журн., т. 32, вып. 2, 1972 б.

Чернов В. М., Инина К. А. Лептиты и лептитоподобные породы западной Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 1, 1967.

Beyer M. Berggrunden inom Leptitömrådet mellan Harg och Hargshamn i Norra Uppland.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1954, Bd. 76, N. 2.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОЛИВИНОВЫХ ГАББРО-ДИАБАЗОВ ЮГА БЕЛОРУССИИ

К настоящему времени получены убедительные доказательства возникновения базальтовых магм за счет плавления вещества верхней мантии (Грин, Рингвуд, 1968; Кутолин, 1972; Шейнманн, 1968), что дает право рассматривать основные магматические породы как существенный источник информации о составе подкорового субстрата и глубинных процессах, определяющих строение и развитие главных геоструктурных элементов литосферы. В последние годы появились также данные, свидетельствующие об изменении состава мантийного вещества во времени (Белоусов, 1971; Велинский, Пинус, 1969). В связи с этим большой интерес представляют продукты базальтового магматизма ранних этапов геологической истории Земли, и особенно не подвергшиеся более поздним изменениям. Именно такими образованиями являются дайки оливиновых габбро-диабазов, вскрытые большим числом скважин на юге БССР в пределах Микашевичско-Житковичского горста.

Таблица 1

Радиологический возраст измененных габбро-диабазов по данным К-Аг метода (определения С. Н. Вороновского, ИМГРЭ)

Порода	Минерал	К, %	Ag ⁴⁰ кмм ³ /г	Возраст, млн. лет
Габбро-диабаз метасоматически измененный	Биотит	7,32	0,6480	1520 ± 34
	"	7,25	0,6180	1480 ± 40
	Щелочной амфибол	0,83	0,0730	1514 ± 32
	"	1,01	0,0883	1505 ± 41

Дайки приурочены к зоне разломов северо-восточного простирания, рассекающей сводовую часть антиклинали. Наиболее крупная из даек протягивается с перерывами на 20 км, имеет крутое (80—85°) падение на юго-восток и достигает мощности 250—300 м. Сложена она мелко- и среднезернистыми оливиновыми габбро-диабазами, нередко амфиболизированных и альбитизированных разновидностей. Измененные габбро-диабазы сохраняют отчетливые признаки первичного состава и структуры, свидетельствующие об исключительной однородности дайки на всем ее протяжении и отсутствии заметной дифференциации в ее пределах.

Вмещающие дайку породы представлены сланцами и гранитами нижнего протерозоя. Контакты дайки резкие, прямолинейные, обычно со следами рассланцевания, захватывающего до 1—3 м ее мощности. Иногда по направлению к контакту наблюдается уменьшение степени кристалличности пород, свидетельствующее о более молодом возрасте габбро-диабазов по сравнению с окружающими их гранитами. Возраст последних составляет 1863 ± 33 млн. лет (Пап и др., 1971), а возраст амфиболизированных и метасоматически измененных габбро-диабазов соответственно 1705 (Герлинг и др., 1964) и 1500 ± 40 млн. лет (табл. 1).

Формирование габбро-диабазов происходило, по-видимому, в интервале 1700—1800 млн. лет, что по принятой в настоящее время радиогеохронологической шкале соответствует среднему протерозою.

Минеральный состав. Оливиновые габбро-диабазы* состоят из плагиоклаза (60—70%), оливина (17—23%) и моноклинного пироксена (11—18%). В подчиненном количестве присутствуют титаномагнетит (0,5—2,0%), гиперстен (0,2%), ильменит, сфен, апатит, пирит, циркон и вторичные минералы (хлорит, тремолит, серпентин, серицит).

Плагиоклаз присутствует в двух генерациях: первая — идиоморфные ядра таблитчатых кристаллов, представленные незональным лабрадором (№ 64—68), вторая — внешняя кайма таблитчатых кристаллов и лейсты, имеющие зональное строение, состав которых от центра к периферии постепенно меняется от лабрадора № 54—59 до андезина № 42—48. Граница между ядром и каймой резкая, со следами коррозии. Обычно между ними развита узкая зона битовнита (№ 72—77), а ядра содержат включения более кислого плагиоклаза, что придает кристаллам пятнистый облик («пятнистая зональность», Vance, 1965). По периферии кристаллы плагиоклаза содержат пылевидные железистые включения, что обуславливает их небольшую магнитность.

Оливин присутствует в виде зерен размером 0,5—3,0 мм округло-изометричной, неправильной, скелетной формы в промежутках между лейстами плагиоклаза или в виде идиоморфных изометричных кристаллов, включенных в зерна пироксена. По оптическим свойствам ($N_g = 1,730$, $N_p = 1,690$, $N_g - N_p = 0,037 - 0,040$, $2V = -86$ до -88°) и химическому составу (табл. 2) он отвечает гиалосидериту с 30—35% Fa. Оливин содержит многочисленные пластинчатые микровключения титаномагнетита, на что указывают его высокая магнитность и повышенное содержание в нем Fe_2O_3 и TiO_2 . Оливин обогащен также Ni, Co, Mn, содержания которых значительно выше обычно наблюдаемых в оливинах из пород основного состава и сравнимы с их содержаниями в оливинах из ультрабазитов расслоенных габброидных и дифференцированных габбро-норитовых интрузий (Борисенко, Лапин, 1973). Вторичные изменения оливина выражаются в появлении в них грубой трещиноватости и тонких (0,05—0,10 мм) каемок серпентина, тремолита и магнетита на границе с плагиоклазом.

Моноклинный пироксен представлен ксеноморфными межкристалльными выделениями. Оптические свойства ($N_g = 1,715$; $N_p = 1,684$; $N_g - N_p = 0,026 - 0,031$; $2V = +44$ до $+46$; C: $N_g = 35^\circ$) и химический состав (табл. 2) характеризуют его как авгит с умеренным содержанием железа и повышенным — титана и кальция. В них присутствует большое количество Ni, Co и особенно Cr и V, что характерно для пироксенов, кристаллизующихся из слабо дифференцированных базальтовых магм. По составу он близок к моноклинным пироксенам из оливиновых долеритов Сибирской платформы и габбро дифференцированных габбровых интрузий древних платформ, но существенно отличается от субкальциевых авгитов толеитовых базальтов. Особенно большое сходство обнаруживается между авгитами житковичских габбро-диабазов и авгитами «закаленного» габбро расслоенной Скергаардской интрузии.

Структура и порядок кристаллизации минералов. Структура оливиновых габбро-диабазов типичная пойкилоофитовая. Резкий идиоморфизм оливина по отношению к пироксену свидетельствует о его более раннем выделении, а равномерное распределение по породе, отсутствие зональности, обогащенность Ni, Co, Ti, Mn и наличие скелетных форм указывают на быстрое его образование на ранней стадии кристаллизации расплава. Наличие же в оливине включений кристаллов лабрадора говорит об их почти одновременном формиро-

* Сохранено вошедшее в употребление название пород дайки, хотя неизменные их разности правильнее было бы называть оливиновыми габбро-долеритами.

вании, а возможно и более ранней кристаллизации плагиоклаза. Характер строения последнего свидетельствует о двух этапах его кристаллизации, разделенных резорбцией. Первый этап — образование идиоморфных, гомогенных по составу (Ap_{64-68}) ядер призматических кристаллов, происходившее, по-видимому, на глубине при достаточно равновесных условиях и медленном охлаждении, что подтверждается совпадением состава ядер с нормативным составом плагиоклаза в породе (табл. 3). Второй этап — образование внешней каймы кристаллов

Таблица 2

Химический состав оливина и моноклинного пироксена

Окислы	Оливин		Моноклинный пироксен		
	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,37	37,68	49,30	50,89	49,84
TiO ₂	0,47	0,30	0,93	1,14	0,90
Al ₂ O ₃	0,26	0,84	5,06	3,68	6,22
Fe ₂ O ₃	4,93	4,94	2,84	2,55	2,86
FeO	24,30	24,37	7,60	7,80	8,67
MnO	0,44	0,36	0,23	0,20	0,23
MgO	31,06	30,09	14,90	13,88	12,67
CaO	1,03	0,89	18,00	18,10	17,80
Na ₂ O	0,10	0,08	0,78	0,64	0,38
K ₂ O	—	0,08	0,10	0,08	0,05
H ₂ O ⁺	—	—	0,11	0,49	0,18
H ₂ O ⁻	—	0,08	0,40	0,17	0,07
Сумма	99,96	99,71	100,25	99,62	99,87
V ₂ O ₅	0,010	Не опр.	0,270	Не опр.	0,053
Cr ₂ O ₃	0,025	"	0,380	"	0,440
NiO	0,210	"	0,065	"	0,026
CoO	0,100	"	0,024	"	0,003
Нормативный состав	Fe ₃₄ Fe ₆₆	Fe ₃₅ Fe ₆₅	Wo ₃₉ En ₄₄ Fs ₁₇		Wo ₄₀ En ₄₀ Fs ₂₀

Примечание: 1,2 — оливин (1 — скв. 0408, гл. 270,0 м; 2 — скв. 0321, гл. 131,0 м) и 3,4 — авгит (3 — скв. 0408, гл. 270,0 м; 4 — скв. 0321, гл. 131,0 м) из габбро-диабазов Житковичей. Аналитики: М. Р. Петерсон, ИМГРЭ (№1,3), М. А. Жукова, БелНИГРИ (№ 2, 4). 5 — авгит из „закаленного“ габбро Скергаардской интрузии.

и лейст более кислого состава с нормальной зональностью. Появление же внутренней зоны состава битовнита, вероятно, было обусловлено кратковременным повышением температуры расплава в связи с поступлением в него скрытой теплоты кристаллизации (Кузнецов, 1954) при массовом выделении оливина. Резкий перепад составов (18—20 номеров) между ядром и каймой кристаллов плагиоклаза и явление резорбции указывают на существенное изменение условий кристаллизации, очевидно, вследствие падения температуры и давления при подъеме магмы к поверхности (Vance, 1965). Одновременно с кристаллизацией лейст андезина, по-видимому, происходило выделение авгита с образованием пойкилоофитовых структур, характерных для пород, формирующихся в гипабиссальных условиях при низком давлении летучих и за-

Таблица 3

Химический, средний нормативный и модальный составы житковичских оливиновых габбро-диабазов

Компоненты	Скважина № 0321			Скважина № 0408			Оценка средне- го значения	Оценка среднего квадратичн. отклон.	Компоненты	Средний нормативный состав	Средний мо- дальный состав	
	1	2	3	4	5	6						
SiO ₂	46,07	44,17	44,20	44,17	46,10	47,05	45,80	1,31	—	—	—	
TiO ₂	0,70	0,78	0,32	0,65	0,74	0,85	0,71	0,11	—	—	—	
Al ₂ O ₃	17,64	18,19	18,94	18,04	13,58	17,44	18,14	0,56	—	—	—	
Fe ₂ O ₃	2,91	4,91	1,27	3,81	0,66	2,02	2,60	1,60	Pl [Or Ab An]	2,8 19,8 39,0]	61,6	64,1
FeO	6,38	7,02	10,14	5,84	8,48	7,06	7,49	1,57				
MnO	0,12	0,06	0,17	0,09	0,14	0,13	0,12	0,04				
MgO	8,76	10,94	11,09	10,01	9,86	10,00	10,11	0,84	Ol [Fa Fo]	5,8 13,7]	19,5	19,1
CaO	9,37	8,97	9,73	9,50	9,32	10,72	9,60	0,60				
Na ₂ O	2,23	2,25	1,90	2,23	2,30	2,30	2,20	0,15	Cpy [Di En]	6,6 6,3]	12,9	15,3
K ₂ O	0,76	0,43	0,40	0,45	0,45	0,37	0,48	0,14				
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,29	0,14	0,14	0,15	0,18	0,06				
SO ₃	0,19	0,30	0,10	0,22	0,23	0,25	0,20	Не опр.	Hy	2,0	0,2	
CO ₂	1,43	0,06	0,06	0,22	1,20	1,20	Не опр.	"				
п. п. п.	3,20	1,17	1,61	1,89	1,61	0,75	"	"	TiMt [Mt]	1,0 2,7]	3,7	1,2
Сумма	99,91	99,45	100,21	100,26	100,29	100,29						
V ₂ O ₅	0,023	Не опр.	Не опр.	0,015	0,014	0,039	0,024*	—	Ar	0,3	0,1	
Cr ₂ O ₃	0,018	"	"	0,015	0,013	0,032	0,024*	—				
NiO	0,030	"	"	0,050	0,031	0,043	0,033*	—				
CoO	0,010	"	"	0,011	0,010	0,024	0,010*	—				
Альбитовое отно- шение	35,4	34,2	29,2	34,0	34,5	36,2	33,6	—	Плагноклаз, An %	66	66—75—50	
Железистость	29,4	26,5	34,4	24,8	33,0	28,6	29,6	—				Оливин, Fa %

* Среднее по 13 пробам.

19 Аналитики: Р. М. Суринович (Управление геологии БССР) — обр. 1,4; М. А. Жукова, С. И. Климкович (БелНИГРИ, Минск) — обр. 2,3
М. Р. Петерсон (ИМГРЭ, Москва) — обр. 5,6.

медленной кристаллизации расплава (Даминова, 1964; Соболев, 1936; Феоктистов, 1961). Близким к ним по времени образования было выделение титаномагнетита и апатита.

Таким образом, намечается следующий порядок кристаллизации оливиновых габбро-диабазов: лабрадор № 64—68 → оливин $\text{Fa}_{34}\text{Fo}_{66}$ и битовнит № 72—77 → андезин № 42—59, авгит $\text{Wo}_{39}\text{En}_{44}\text{Fs}_{17}$, титаномагнетит и апатит. Примечательно, что аналогичный состав минералов (зональный плагиоклаз $\text{An}_{70-77-72-50}$, оливин $\text{Fa}_{31}\text{Fo}_{69}$, авгит

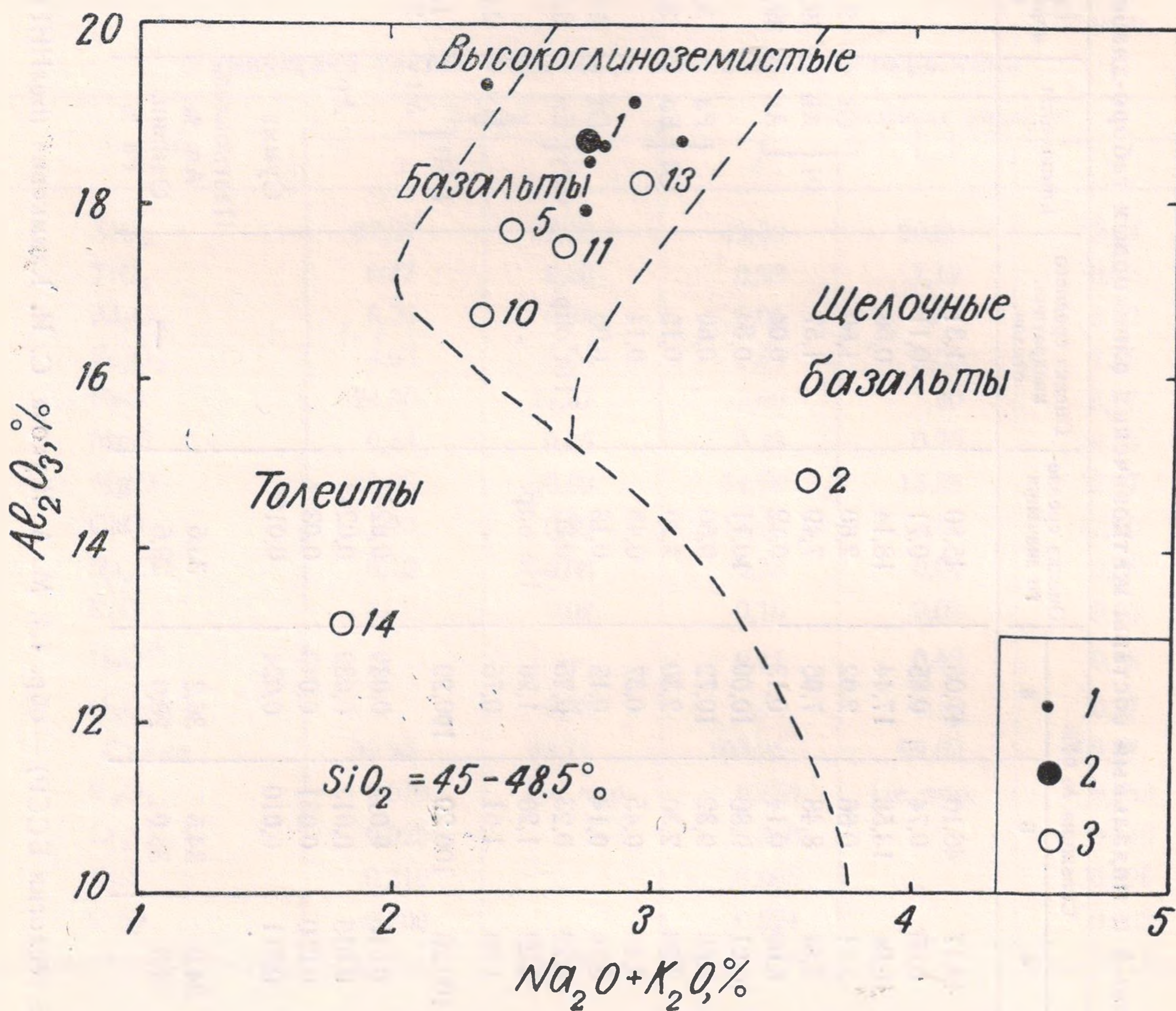


Рис. 1. Диаграмма зависимости суммарного содержания щелочей от содержания глинозема для оливиновых габбро-диабазов Житковичей и некоторых типов базальтов. Усл. обозначения: 1 — оливиновые габбро-диабазы Житковичей; 2 — средний состав оливиновых габбро-диабазов Житковичей; 3 — некоторые типы основных пород; 2 — щелочной базальт; 5 — оливиновое габбро; 10—11 — габбро Скергаардской интрузии: 10 — приконтактовое оливиновое, 11 — «закаленное»; 13 — высокоглиноземистый базальт Медисин-Лейк; 14 — оливиновый толейт, экспериментально изученный. Линии, разделяющие поля разных типов базальтов, проведены по данным Х. Куно (Грин, Рингвуд, 1968).

$\text{Wo}_{40}\text{En}_{40}\text{Fs}_{20}$) и порядок их выделения имеют приконтактовое оливиновое и «закаленное» габбро Скергаардской интрузии (Уэйджер, Браун, 1970).

Химический состав и генезис. Житковичские оливиновые габбро-диабазы сочетают в себе черты химизма различных типов базальтов. По низкому SiO_2 и высокому MgO , обычно превышающему CaO , и минералогическим особенностям (наличие известковистого авгита, практическое отсутствие гиперстена и реакционных взаимодействий между оливином и авгитом) они тяготеют к щелочным базальтам, отличаясь от них низким содержанием щелочей (меньше 3%). По ко-

личеству щелочей они ближе к толеитовым базальтам, а по высокому Al_2O_3 — к базальтам известково-щелочных серий.

На диаграмме упрощенной базальтовой системы Г. С. Йодера и Е. Э. Тилли (1965) фигуративные точки оливиновых габбро-диабазов располагаются вблизи плоскости критической недосыщенности кремнеземом, разделяющей щелочные базальты и оливиновые толеиты, смещаясь в сторону плагиоклазовой составляющей. Аналогичное положение они занимают на диаграмме Х. Куно (рис. 1). Исходя из этого, можно заключить, что состав житковичских габбро-диабазов отвечает составу высокоглиноземистых оливиновых базальтов.

Следует отметить большое сходство житковичских габбро-диабазов с приконтактовым и «закаленным» габбро Скергаардской интрузии, которая, благодаря детальнейшим работам Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970), является эталоном при решении целого ряда вопросов петрогенезиса. По мнению этих исследователей, состав приконтактового и «закаленного» габбро отвечает составу родоначальной магмы, которую они определяют как высокоглиноземистую оливин-толеитовую.

Высокое содержание Al_2O_3 в оливиновых габбро-диабазов не противоречит идее образования их из недифференцированной оливин-базальтовой магмы. Согласно Г. С. Йодеру и Е. Э. Тилли (1965), содержание Al_2O_3 в критически недосыщенных базальтах, какими и являются житковичские габбро-диабазы, достаточно высоки. В системе $Di-Fo-Ab-An$ содержание Al_2O_3 в базальтовой жидкости изменяется вдоль четырехфазной кривой от 15,9% у плоскости $An-Di-Fo$ до 17,6% у плоскости $Ab-Di-Fo$, достигая максимума (18,9%) при An_{60} . По-видимому, состав оливиновых габбро-диабазов района Житковичей весьма близок к продуктам непосредственного фракционного плавления мантийного вещества.

Как показали экспериментальные исследования (Грин, Рингвуд, 1968; Йодер, Тилли, 1965), состав и порядок выделения минералов зависят от условий кристаллизации расплава. Из всех типов экспериментально изученных базальтов житковичские габбро-диабазы ближе всего к оливиновым толеитам Гавайских островов и высокоглиноземистым базальтам нагорья Медисин-Лейк в Калифорнии. При атмосферном давлении и температуре от 1240 до 1170° в расплаве высокоглиноземистого базальта происходит появление силикатных фаз в следующей последовательности: плагиоклаз, оливин, моноклинный пироксен (без следов резорбции оливина). При более высоких давлениях оливин оказывается неустойчивым, и вместо него кристаллизуется ромбический пироксен. Состав и порядок выделения минералов в житковичских габбро-диабазов свидетельствует о кристаллизации их при низком давлении, по-видимому, в близповерхностных условиях. Лишь образование ранней генерации плагиоклаза имело место, вероятно, на более значительных глубинах.

Температура расплава оливиновых габбро-диабазов, судя по величине альбитового отношения и железистости (рис. 2), была близкой к температуре силикатного ликвидуса оливиновых толеитов, равной 1330° (Грин, Рингвуд, 1968). Положение фигуративных точек житковичских габбро-диабазов в поле ранней стадии кристаллизации базальтов подтверждает вывод о том, что они являются продуктом кристаллизации недифференцированной оливин-толеитовой магмы, возникшей, вероятно, при более полном, чем это требуется для образования нормальных толеитовых магм, плавления вещества верхней мантии. Аналогичный путь образования предполагается К. Коксом и др. (Сох а. о., 1965) для магм оливиновых долеритов и пикритов траппов провинции Карру.

Средний химический состав* житковичских оливиновых габбро-диабазов и близких к ним пород основного состава

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	46,90	46,18	51,39	51,56	47,12	48,96	50,03	48,20	50,07	46,05	48,60	46,10	48,16	46,93
TiO ₂	0,73	2,64	2,05	1,10	0,97	2,27	1,50	1,20	0,70	0,95	1,18	2,50	0,89	2,02
Al ₂ O ₃	18,68	14,75	14,18	18,13	17,52	15,69	15,41	15,90	14,73	16,62	17,38	15,10	18,23	13,09
Fe ₂ O ₃	2,68	3,18	2,91	3,41	1,92	4,19	3,24	2,60	1,10	2,12	1,32	3,00	1,04	1,02
FeO	7,70	8,80	9,10	5,73	8,26	7,68	9,46	9,60	9,01	9,40	8,52	10,40	8,28	10,07
MnO	0,12	0,20	0,18	0,16	0,14	0,15	0,20	0,20	0,16	0,06	0,16	0,23	0,17	0,15
MgO	10,40	9,45	6,40	6,04	10,10	7,16	6,34	8,60	12,22	11,80	8,70	10,40	8,93	14,54
CaO	9,86	10,82	10,50	10,12	11,41	9,20	10,65	10,70	9,51	10,60	11,40	9,30	11,29	10,16
Na ₂ O	2,26	2,64	2,24	2,77	2,04	2,91	2,26	2,00	1,90	2,08	2,40	2,50	2,80	1,73
K ₂ O	0,49	0,95	0,82	0,82	0,40	1,34	0,76	0,80	0,50	0,27	0,25	0,30	0,14	0,08
P ₂ O ₅	0,18	0,39	0,23	0,16	0,12	0,45	0,15	0,20	0,10	0,05	0,10	0,22	0,07	0,21
Альбитовое отношение	33,6	48,5	43,0	41,5	33,0	50,5	39,8	35,8	36,5	34,6	37,5	43,3	40,5	35,6
Железистость	29,6	34,8	45,0	35,4	32,0	37,8	45,8	39,2	30,0	31,0	35,8	36,4	34,6	28,2
FeO	37	40	49	37	40	40	50	46	38	40	43	44	41	38
MgO	50	43	34	40	48	38	31	41	52	50	44	44	44	55
Na ₂ O + K ₂ O	13	17	17	23	12	22	16	13	10	10	13	12	15	7
Число анализов	6	96	137	56	53	276	258	31	9	1	1		1	1

Примечание: 1 — оливиновый габбро-диабаз района Житковичей; 2 — щелочной базальт; 3 — нормальный толеитовый базальт; 4 — „центральный“ базальт известково-щелочных серий и 5 — оливиновое габбро, по С. Р. Ноккольдсу; 6 — базальт континентальной оливин-базальтовой формации и 7 — базальт трапповой формации древних платформ, по В. А. Кутолину; 8 — обогащенный магнием долерит траппов Сибирской платформы, по М. Л. Лурье и В. М. Масайтису; 9 — оливиновый долерит Карру, по К. Коксу и др.; 10 — приконтактовое оливиновое и 11 — „закаленное“ габбро Скергаардской интрузии, по Л. Уэйджеру и Г. Брауну; 12 — родоначальная магма третичной щелочной серии Шотландии, по С. Р. Ноккольдсу и Р. Аллену; 13 — высокоглиноземистый базальт нагорья Медисин-Лейк, Калифорния, по Йодеру, Тилли; 14 — оливиновый толеит, экспериментально изученный Д. Х. Грином и А. Э. Рингвудом.

* Все анализы даны пересчете на безводные навески.

Близость состава оливиновых габбро-диабазов Житковичей к составу исходных магм ряда районов, отсутствие признаков дифференциации, наличие минерального парагенезиса, характерного для близповерхностных условий формирования пород, свидетельствуют о быстром подъеме расплава с глубин, что может иметь место при наличии крупных сквозных разломов земной коры, достигающих мантии. Такие разломы и сопровождающие их оливин-толеитовые магмы наиболее характерны для сравнительно спокойных в тектоническом отношении внегеосинклинальных областей (Шейнманн, 1968). Появление такого типа магм в среднем протерозое на юге Белоруссии указывает на то, что к этому времени район Микашевичско-Житковичского горста и смежные с ним территории представляли собой достаточно жесткие участки земной коры.

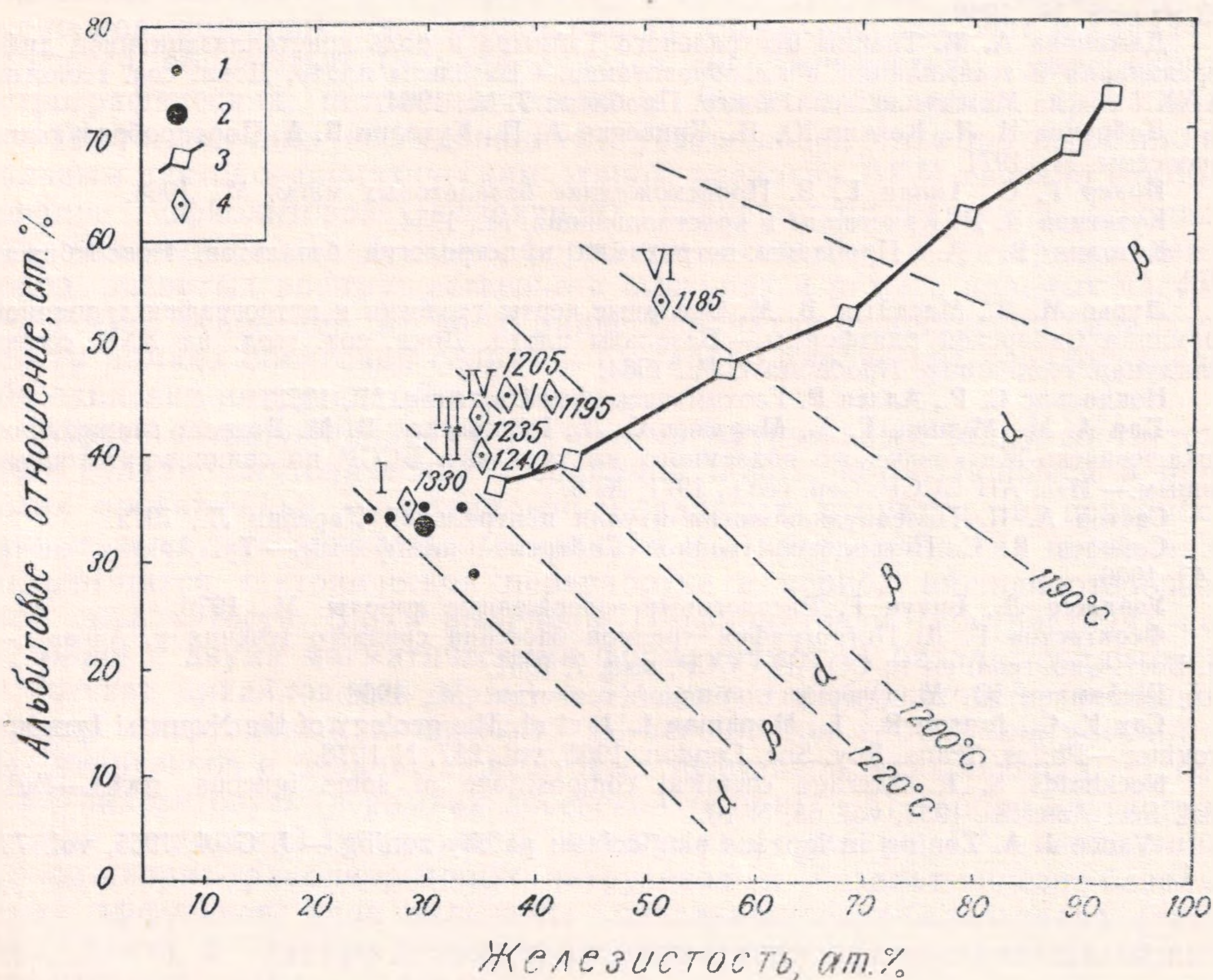


Рис. 2. Диаграмма зависимости альбитового отношения $\frac{2 \text{ Na } 100\%}{\text{Al} + \text{Na} - \text{K}}$ (ат. кол.) и железистости $\frac{(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) 100\%}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}}$ (ат. кол.).

1 — оливиновые габбро-диабазы Житковичей; 2 — средний состав оливиновых габбро-диабазов Житковичей; 3 — вариационная кривая остаточных расплавов Скергаардской интрузии; 4 — экспериментально изученные базальты: I — оливиновый толеит, II — высокоглиноземистый базальт, поток Уорнер, Медисин-Лейк; III — оливиновый толеит, поток 1921 г., Килауэа; IV — гиперстенный базальт, поток 1887 г., Мауна-Лоа; V — толеитовый базальт, доисторический поток, Килауэа и VI — окисленный гавайит, Мауна-Кеа.

Рядом с каждой точкой приведены температуры «силикатного ликвидуса», по Д. Х. Грину, А. Э. Рингвуду (1968) и Г. С. Йодеру, Е. Э. Тилли (1965).

По времени и составу продуктов среднепротерозойский магматизм юга Белоруссии может быть сопоставлен с платформенным базальтоидным магматизмом, широко проявившемся в среднем протерозое (ятулий, суйсарий) в центральной и южной Карелии (Светов, 1972). Все это позволяет рассматривать житковичские оливиновые габбро-диабазы как проявление траппового магматизма, наиболее древнего на терри-

тории Белоруссии. Своеобразие его заключалось в том, что имело место развитие лишь недифференцированных высокоглиноземистых оливин-толеитовых магм, по некоторым особенностям химизма приближающихся к базальтам континентальных оливин-базальтовых формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов А. Ф.** О соотношении между составами базальтоидов в геосинклинальных и орогенных вулканических ассоциациях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
- Борисенко Л. Ф., Лапин А. В.** Оливин.— Средние содержания элементов — примесей в минералах. М., 1973.
- Велинский В. В., Пинус Г. В.** Об эволюции химического состава вещества верхней мантии.— Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., 1969.
- Герлинг Э. К., Пап А. М., Морозова И. М. и др.** Стратиграфия докембрия Белоруссии и смежных районов по материалам абсолютного летоисчисления.— Сов. геол., 1964, № 3.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение базальтовых магм.— Петрология верхней мантии. М., 1968.
- Даминова А. М.** Траппы центрального Таймыра и роль кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в их образовании.— Базальты плато. Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 7. М., 1964.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А.** Породообразующие пироксены. М., 1971.
- Йодер Г. С., Тилли Е. Э.** Происхождение базальтовых магм. М., 1965.
- Кузнецов В. Д.** Кристаллы и кристаллизация. М., 1954.
- Кутолин В. А.** Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972.
- Лурье М. Л., Масайтис В. М.** Основные черты геологии и петрографии трапповой формации Сибирской платформы.— Базальты плато. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 7. М., 1964.
- Ноккольдс С. Р., Аллен Р.** Геохимические наблюдения. М., 1958.
- Пап А. М., Мурина Г. А., Миркина С. Л., Борковская В. М.** Возраст гранитоидов Микашевичско-Житковичского подземного выступа юга БССР по свинцово-изотопным данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6.
- Светов А. П.** Палеовулканология ятулия центральной Карелии Л., 1972.
- Соболев В. С.** Петрология траппов Сибирской платформы.— Тр. Арктич. ин-та, т. 43, 1936.
- Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., 1970.
- Феоктистов Г. Д.** Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 7, 1961.
- Шейнманн Ю. М.** Очерки глубинной геологии. М., 1968.
- Cox K. G., Jonson R. L., Monkman L. J. et al.** The geology of the Nuanetsi Igneous Province.—Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1965, vol. 257, N 1078.
- Nockholds S. R.** Average chemical composition of some igneous rocks.—Bull. Geol. Soc. America, 1954, vol. 65, N 10.
- Vance J. A.** Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning.— J. Geol. 1965, vol. 73, N 4.

Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА ДОКЕМБРИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В строении и металлогении Воронежского кристаллического массива (ВКМ) роль магматических пород основного-ультраосновного состава исключительно велика. По геолого-структурному положению, происхождению, возрасту, составу выделяются многочисленные формации магматических образований, принадлежащие к прогеосинклинальному (AR), протогеосинклинальному (AR₂—PR₁), субплатформенному

(PR₂) и платформенному (PR₃) тектоно-магматическим этапам (Чернышов, 1972; Чернышов, Бочаров, 1972).

Анализ особенностей магматизма тесной пространственно-временной и структурной общности интрузивных комплексов основных-ультраосновных пород и продуктов основного вулканизма в различных структурно-формационных зонах ВКМ позволил объединить магматические образования этой территории в более крупные, чем конкретные интрузивные комплексы и вулканогенные серии (толщи), петрологические единицы — вулканоплутонические ассоциации (Чернышов, Бочаров, 1974).

Вулканоплутоническая ассоциация (Устиев, 1970) или ряд вулканоплутонических формаций (Кузнецов, 1964) рассматривается как сдвоенная в пространстве и времени пара (интрузивная и эффузивная) формаций магматических пород, которые приурочены к единой структурно-формационной зоне, имеют общий магматический очаг и характеризуются общностью (в ряде случаев сопряженностью) минералогическими, петрографическими, петрохимическими и металлогеническими признаков.

Геологическими исследованиями установлено, что с протогеосинклинальным тектоно-магматическим этапом развития ВКМ связано формирование I-офиолитовой (мозаичной) вулканоплутонической ассоциации, включающей следующие формации основных и ультраосновных пород, развитых преимущественно в выступах и реже в краевых частях архейского основания: а) до- и раннескладчатая существенно базальтовая (в рамках обоянской серии) и б) габбро-пироксенит-перидотитовая (бесединский интрузивный комплекс).

Протогеосинклинальному тектоно-магматическому этапу соответствуют вулканоплутонические ассоциации пород, встречающиеся в пределах протяженных синклинально-складчатых структур, в переработанных выступах архейского основания и в краевых частях последних, подвергшихся тектонической переработке в период нижнепротерозойской складчатости. Здесь выделены II-офиолитовая (контрастная) ассоциация с двумя магматическими формациями: а) базальт-спилитовой (в составе михайловской серии) и б) дунит-гарцбургитовой (железногорский интрузивный комплекс); III-ассоциация габбро-плагиогранитных интрузивов и базальт-андезитовых эффузивов, включающая: а) базальт-андезитовую (в рамках лосевской толщи) и б) габбро-плагиогранитную (усманский интрузивный комплекс) формации; IV— ассоциация габбро-диорит-гранодиоритовых интрузивов и базальт-андезит-базальтовых эффузивов, куда включены базальт-андезит-базальтовая (тимская свита) и габбро-диорит-гранодиоритовая (стойло-николаевский интрузивный комплекс) формации.

Субплатформенный тектоно-магматический этап на территории ВКМ, подобно другим регионам Русской платформы (Балтийский, Украинский щиты), отличался известной стабилизацией подвижных зон, формированием наложенных структур (прогибов, тектонических мульд) и крупных линейных разломов часто глубинного заложения. Этому этапу соответствуют вулканоплутонические ассоциации V-габбронорит-гипербазитовых (никеленосных) интрузивов и базальт-андезит-дацитовых эффузивов, включающие: а) базальт-гипербазит-дацитовую (верхи воронцовской серии) и б) габбро-норит-гипербазитовую (мамонский интрузивный комплекс) формации; VI-габбро-гранитных (кольцевых) интрузивов и базальт-липаритовых эффузивов, куда отнесены: а) базальт-андезит-липаритовая формация (байгоровская толща) и б) формация габбро-гранитных интрузий (ольховский комплекс).

Начало собственно платформенного тектоно-магматического этапа развития ВКМ охарактеризовалось проявлением двух вулканоплутонических

Таблица

Вулкано-плутонические ассоциации основного-ультраосновного состава докембрия Воронежского кристаллического массива

№ ассоциации	Магматические формации	Район распространения	Породы формаций и комплексов	Геохимическая специализация	Рудоносность: месторождения (М), рудопроявления (Р)
ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП (PR₃)					
VIII	Дифференцированных габбро-долеритовых интрузий	Смородино, Покровка, Лунево, Шустово (КМА)	Смородинский комплекс (1277—1470 млн. лет). Диориты и граниты (жильные), долерит-пегматиты, пегматоидные габбро-долериты, безоливиновые и оливиновые габбро-долериты, троктолиты. Высокое содержание ΣFeO (14 вес. %), TiO_2 (1,9—2,0 вес. %), невысокая щелочность с преобладанием Na_2O ($n=85-90$), недосыщенность SiO_2 ($Q < -5$)	Ti, V, Sc	Титаномагнетита с ванадием (Р)
	Толейт-базальтовая	Сергеево-Алексеевка. Исаково (КМА)	Глазуновская толща (1510 млн. лет). Базальты афировые и плагиофировые, базальт-андезитовые порфириты и их туфы. Хим. состав тождествен габбро-долеритам	Co, Ni	—
VII	Щелочно-ультрабазитовая	Волоконовка (КМА)	Волоконовский комплекс. Фенитизированные пироксениты и габброиды. Высокое содержание ΣFeO (16,0 вес. %), TiO_2 (4,0 вес. %), постоянное присутствие щелочей (4 вес. %) при преобладании K_2O ($n = 45-48$)	Ti, Nb, La, Zr	—
	Базальт-трахитовая	Панино (центральная часть ВКМ)	Панинская толща (1720—1790 млн. лет). Трахибазальты, миндалекаменные трахибазальты. Высокое содержание ΣFeO (12,0 вес. %), постоянное присутствие TiO_2 (1,5 вес. %), повышенная щелочность (7,3—7,5 вес. %) при равных соотношениях Na_2O и K_2O ($n = 50$)	Ti, Nb	—
СУБПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП (PR₂)					
VI	Габбро-гранитных (кольцевых) интрузий	Грачевка, Ольховка (северо-восточная часть ВКМ)	Ольховский комплекс (1760—1790 млн. лет) I фаза: лейкократовое габбро, габбро-нориты; II фаза: адамеллиты, гранодиориты. Основные породы характеризуются насыщенностью SiO_2 ($Q > 5$), низкой железистостью ($\Sigma \text{FeO} = 7,0$ вес. %), высокой щелочностью (4,2 вес. %) с преобладанием Na_2O ($n = 60$)	Li, Rb, Cs	—
	Базальт-андезит-липаритовая	Байгора, Грязи (северо-восточная часть ВКМ)	Байгоровская толща (1750—1810 млн. лет). Диабазы, андезиты, липариты. Тождественность петрохимических признаков интрузивным членам ассоциаций	Cs	—

V	Габбро-норит-гипербазитовая	Нижний Мамон, Подколодновка, Ширяево, Елань-Колено (юго-восточная часть ВКМ), Смородино, Золотухино (КМА)	Мамонский комплекс (1840—2100 млн. лет). Дуниты (оливиниты), перидотиты, пироксениты, оливковые габбро-нориты, габбро и габбро-нориты, габбро-диориты. Высокая железистость ($\Sigma \text{FeO} = 10,3\text{—}12,5$ вес. %), магниальность (MgO до 25—30 вес. %), постоянное присутствие Ti, Cr, Ni, Co	Ni, Co, Cu, Ti, V, Cr	Сульфидная медно-никелевая (M), хромитовая (P) титаномагнетитовая (P)
	Базальт-андезит-дацитовая	Подколодновка (юго-восточная часть ВКМ)	Воронцовская серия (верхи). Аподиабазовые амфиболиты, метаандезиты, ортоамфиболиты. Насыщенность SiO_2 ($-5 < Q < 5$), высокая железистость ΣFeO (12,0 вес. %), постоянное присутствие щелочей (12,8—3,0 вес. %) с преобладанием Na_2O ($n = 88\text{—}90$). Тождественность петрохимических признаков интрузивным габброидам	—	—
ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП ($\text{AR}_2\text{—PR}_1$)					
IV	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Стойло, Золотухино, Роговское (КМА)	Стойло-Николаевский комплекс (1870—2250 млн. лет). Габбро-пироксениты, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, гранодиориты. Насыщенность SiO_2 ($Q \geq 5$), высокая железистость ($\Sigma \text{FeO} = 12,0\text{—}12,5$ вес. %), щелочность (3,8—4,5 вес. %) с преобладанием Na_2O ($n = 55\text{—}85$)	Cu, Au, Ti, Pb, Zn	Золота, полиметаллов (P)
	Базальт-андезит-то-базальтовая	Тим, Лебеди (КМА)	Тимская толща (1840—2200 млн. лет). Метадиабазы, аподиабазовые амфиболиты, метабазиты, ортосланцы. Тождественность петрохимических признаков интрузивным членам ассоциации	Pb, Zn, Cu, Ti	—
III	Габбро-плагио-гранитная	Лосево, Рогачевка, Рождественское (юго-восточная часть ВКМ)	Усманский комплекс (1850—2220 млн. лет). I фаза: габбро-пироксениты, горнблендиты, пегматоидные габбро, габбро-диориты; II фаза: плагиограниты, адамеллиты, диориты. Насыщенность SiO_2 ($Q \geq 5$), постоянное присутствие TiO_2 (1,2—1,6 вес. %), высокая железистость ($\Sigma \text{FeO} = 12\text{—}13$ вес. %), щелочность (3,5—4,5 вес. %) с преобладанием Na_2O ($n = 60\text{—}80$)	Локально на Zn, Mo, Sn, Cu	Полиметаллов (мелкие P)

№ ассоциации	Магматические формации	Район распространения	Породы формаций и комплексов	Геохимическая специализация	Рудоносность: месторождения (М), рудопроявления (Р)
II	Базальт-андезитовая	Лосево, Верхний Игорец (юго-восточная часть ВКМ)	Лосевская толща. Метабазиты, плагиопорфиры, диабазовые порфиры. Близость петрохимических свойств основных вулканитов интрузивным габброидам	Сu, Zn; локально на Mo, Au	—
	Дунит-гарцбургитовая	Жидеевка, Реутец, Ивня, Сергеевка (КМА)	Железногорский комплекс. Серпентиниты (антигоритовые, антигорит-лизардитовые), тальк-карбонатные породы. Высокая магнезиальность ($MgO = 35-40$ вес. %), постоянное присутствие Cr, низкое содержание Ti, Co, Cu	Cr, Ni	Силикатного никеля (Р), хрома (Р), тальк-магнезитового сырья (Р)
	Базальт-спилитовая	Михайловка, Гриневка, Лучки, Сергеевка (КМА)	Михайловская серия. Аподиабазовые амфиболиты, ортоамфиболиты, метаспилиты, кератоспилиты. Недосыщенность SiO_2 ($Q < -5$), постоянное присутствие TiO_2 (1,2—1,3 вес. %) и щелочей (3,7—4,0 вес. %) с преобладанием Na_2O ($n = 70$). Сопряженность петрохимических признаков с интрузивными членами ассоциации	—	Железа (Р)
I	Габбро-пироксенит-перидотитовая	Беседино, Курск (КМА)	Бесединский комплекс. Лерцолиты роговообманковые пироксениты, роговообманковое габбро и габбро-нориты. Высокая магнезиальность ($MgO = 25-30$ вес. %), железистость ($\Sigma FeO = 10,5-12,5$ вес. %), постоянное присутствие Ti, Cr	Cr, Ni	—
	Базальтовая	Беседино, Курск (КМА)	Обоянская серия. Аподиабазовые амфиболиты, амфиболиты без реликтов структур первичных пород, ортосланцы. Слабая недосыщенность SiO_2 ($Q \leq -5$), постоянное присутствие железа ($\Sigma FeO = 11,8-12$ вес. %), TiO_2 (0,9—1,0 вес. %), низкая щелочность (2,8—3,0 вес. %) со значительным преобладанием Na_2O ($n = 90$). Близость петрохимических свойств интрузивным габброидам	—	Железа (Р), золота (Р)

нических ассоциаций VII-щелочно-ультрабазитовой-щелочно-базальтовой с двумя магматическими формациями: а) базальт-трахитовой (паннинская толща) и б) щелочно-ультрабазитовой (волоконовский интрузивный комплекс); VIII-трапповой, включающей: а) толеит-базальтовую формацию (глазуновская толща) и б) формацию дифференцированных габбро-долеритовых интрузий (смородинский интрузивный комплекс). Последние ассоциации контролируются разрывной тектоникой различных направлений, в том числе подновленными разломами глубинного заложения.

При рассмотрении конкретных вулкано-плутонических ассоциаций (см. табл.) отчетливо видно, что вулканогенные и интрузивные образования тесно связаны в пространстве, близки по времени формирования, имеют общий магматический очаг, характеризуются общностью (для офиолитовых ассоциаций — сопряженностью) петрохимических признаков. Вулкано-плутонические ассоциации основных-ультраосновных пород докембрия ВКМ коррелируются с подобными образованиями Балтийского, Украинского щитов, Белорусского массива и других регионов Русской платформы (Чернышов и др., 1972).

Сопоставление характерных особенностей выделенных вулкано-плутонических ассоциаций показывает, что по мере геологического развития ВКМ общая эволюция основного-ультраосновного магматизма заключалась в последовательном смещении ореолов более молодой магматической деятельности к востоку и окраинным частям массива, в закономерной восходящей миграции очагов становления сближенных во времени и пространстве интрузивных и вулканогенных образований при последовательной смене геосинклинального этапа развития платформенным, в уменьшении степени петрохимической контрастности крайних членов ассоциаций, в увеличении щелочности и кислотности более молодых продуктов магматизма при одновременном возрастании окисленности вулканитов в пределах конкретных вулкано-плутонических ассоциаций и, наконец, в соответствующем изменении их рудоносности.

В петрологическом отношении наиболее интересным представляется закономерная смена черт сопряженности химизма его полной тождественностью, что указывает на необратимый характер процесса стабилизации земной коры и связанное с этим процессом сокращение временного интервала между реализацией эффузивного и интрузивного магматизма в рамках конкретных вулкано-плутонических ассоциаций.

Заслуживает внимания и специфика химизма наиболее ранних вулкано-плутонических ассоциаций докембрия ВКМ, которая выявляется при сравнении с аналогичными ассоциациями постдокембрийского возраста и заключается в повышенной железистости первых. Наиболее отчетливо эта специфика устанавливается для протогеосинклинальной офиолитовой ассоциации, что было отмечено ранее (Чернышов, Бочаров, 1973). Установленную эмпирически закономерность можно объяснить с позиции прогрессирующей дифференциации вещества верхней мантии, которая определяется длительностью и интенсивностью докембрийского магматизма. С другой стороны, в связи со значительной степенью неоднородности верхней мантии в вертикальном направлении в пределах устойчивых и подвижных областей земной коры, устанавливаемой глубинным геофизическим зондированием, подобная закономерность может быть объяснена различной глубиной заложения тектонических разломов, выполняющих роль магмоподводящих каналов.

Прямым следствием рассмотренных выше закономерностей магматической эволюции является характер металлогении вулкано-плутониче-

ских ассоциаций, а также общие и специфические особенности условий образования и закономерностей размещения рудных формаций.

Наиболее ранние вулканогенные члены офиолитовых ассоциаций (I-а, II-а) специализированы на железные руды — железисто-кремнисто-гнейсовая и железисто-кремнисто-метабазитовая рудные формации, а также колчеданная (с золотом) формация; интрузивные (I-б, II-б) — на хром, силикатный никель, тальк-магнезитовое сырье. Отмечены редкие проявления эпигенетических сульфидных руд в зонах гидротермальной деятельности. Вулкано-плутонические ассоциации стадий частной инверсии (III-а, б; IV-а, б) сопровождаются колчеданным оруденением, проявлениями полиметаллов, ртути, золота (золото-полиметаллическая, золото-сульфидная рудные формации). Субплатформенные габбро-норит-гипербазитовые интрузивы (V-б) несут промышленные скопления сульфидных медно-никелевых руд. С ними связаны рудопроявления хрома, титана, сульфо-арсенидов никеля и кобальта с золотом и серебром. Кольцевые габбро-гранитные массивы и комагматичные им базальт-липаритовые эффузивы (VI-а, б) геохимически специализированы на редкие щелочи (литий, рубидий, цезий). Ассоциация щелочных ультрабазитов и щелочных базальтоидов (VII-а, б) характеризуется повышенным содержанием редких элементов (ниобий, цирконий, лантаноиды). Титаномагнетитовым с ванадием и эпигенетическим сульфидным (безникелевым) оруденением сопровождаются также интрузивные и эффузивные трапповые образования (VIII-а, б).

Таким образом, на примере ВМК достаточно убедительно подтверждается известное мнение (Кузнецов, 1964; Устиев, 1970) о повышенной рудогенерирующей способности вулкано-плутонических ассоциаций. Как было установлено ранее (Чернышов, 1972; Чернышов, Бочаров, 1973), наряду с металлогенической специализацией и потенциальной рудоносностью, обусловленной химическим составом исходных магм и их петрохимическими особенностями, для вулкано-плутонических ассоциаций докембрия повышенные концентрации рудообразующих элементов часто связаны с изменением физико-химических условий среды в процессе последующей гидротермальной деятельности. Это в полной мере определяет широкие промышленные перспективы вулкано-плутонических ассоциаций ВКМ.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.
- Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учениях о магматических формациях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
- Чернышов Н. М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4.
- Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972.
- Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Контрастная вулкано-плутоническая ассоциация основных-ультраосновных пород раннего докембрия КМА.— Геология и металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1973.
- Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. К проблеме петрологии и металлогении вулкано-плутонических ассоциаций основного-ультраосновного магматизма докембрия Воронежского массива.— Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974.
- Чернышов Н. М., Усенко И. С., Богачев А. И. и др. Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы нижнего докембрия Русской платформы и их рудоносность.— Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

В последние годы достигнуты значительные успехи в изучении магматизма Памира, что нашло отражение в многочисленных публикациях. Однако древний — допалеозойский магматизм до последнего времени остается еще слабо изученным. В настоящее время появилась возможность систематизировать сведения по допалеозойскому магматизму в связи с получением новых материалов.

Продукты допалеозойского магматизма пространственно и структурно сопряжены с выходами допалеозойских кристаллических пород. В Центральном Памире они отмечаются в составе Ванч-Музкольского кристаллического массива (ванч-язгулемская и музкольская серии, Бархатов, 1963). Кроме того, небольшой по площади выход допалеозойских пород отмечается по левому борту устьевой части р. Восточный Пшарт, в пределах Рушанско-Пшартской зоны. Возраст пород кристаллических массивов определяется в пределах раннего — среднего протерозоя.

Наиболее полные сведения о допалеозойском магматизме получены при изучении магматических образований, отмечаемых в пределах развития пород музкольской серии общей видимой мощностью 5500—6000 м. Данные образования метаморфизированы в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и регрессивной зеленосланцевой фациях, а также подвергнуты интенсивному щелочному, натровому метасоматозу (Таджидинов и др., 1971).

По северному склону и приводораздельной части Музкольского хребта среди мраморов сассыкской свиты отмечаются межпластовые тела ортоамфиболитов, имеющие линзовидную и пластообразную форму. Видимая мощность ортоамфиболитов изменчива и колеблется от первых метров до 60—80 м (у р. Патык-Утек). По реликтовым минералам и структурам среди ортоамфиболитов можно выделить разнообразные по составу пироксениты, базальты, диабазы.

Пространственно и структурно с ортоамфиболитами связаны небольшие штокообразные тела преимущественно базитового состава, прорывающие ортоамфиболиты. Образование этих тел двухфазное: I фаза — габброиды и связанные с ними пироксениты, II фаза — диориты, кварцевые диориты.

Тела ортоамфиболитов и габброидов в некоторых случаях прорваны маломощными дайками диабазовых порфиритов.

По минеральному составу и структурам (реликтовым), соотношению породообразующих минералов среди ортоамфиболитов можно выделить клинопироксениты, вебстериты, горнблендиты, а также авгитовые, эгирин-авгитовые, оливниновые базальты, диабазы. Базитовая группа представлена эгирин-авгитовыми, авгитовыми, титан-авгитовыми, оливниновыми пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро, габбро-амфиболитами, габбро-диоритами, пироксен-плагиоклазовыми диоритами, кварцевыми диоритами. Среди дайковых образований отмечаются пироксен-оливниновые и пироксен-плагиоклазовые диабазовые порфириты. Некоторое отличие в минеральном составе пород подчеркивается и различием в их химизме (см. табл.), при этом во всех породах наблюдается высокое содержание титана, суммы щелочей (при преобладающей роли натрия), фосфора, фтора.

Материал по магматическим образованиям и фациальные особенности пород позволяют выделить следующие формации (в порядке описания): пироксенит-диабазовую, пироксенит-габбро-диоритовую и фор-

Таблица

Средний химический состав магматических пород допалеозойского возраста

Формация	Группа пород	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	п. п. п.
IV	б	5	63,09	0,93	14,61	3,86	2,32	0,04	2,34	3,13	4,40	2,80	0,25	0,043	2,19
	а	5	48,60	2,43	13,65	5,32	6,35	0,08	7,10	9,79	4,38	1,10	0,43	0,082	0,69
	Среднее	10	55,85	1,68	14,16	4,59	4,33	0,06	4,72	6,48	4,38	1,94	0,34	0,083	1,44
III	Среднее	6	47,02	3,15	13,12	5,48	7,12	0,06	7,55	8,50	4,60	1,80	0,52	0,158	0,92
II	в	5	59,30	1,14	18,34	2,93	3,05	0,09	2,40	2,71	7,03	1,20	0,25	0,040	1,52
	б	14	43,33	3,25	13,62	5,92	7,70	0,12	7,46	11,00	3,45	1,72	0,61	0,16	1,66
	а	9	45,41	2,38	6,98	4,84	7,74	0,16	16,28	11,79	1,84	1,00	0,31	0,056	1,21
	Среднее	28	46,82	2,69	12,32	5,04	6,87	0,13	9,37	9,75	3,57	1,40	0,45	0,096	1,49
I	б	11	44,56	3,00	13,86	7,04	7,85	0,11	6,64	8,57	4,05	1,56	0,98	0,098	1,68
	а	5	45,50	2,34	7,36	4,97	7,03	0,09	16,25	11,50	1,91	1,32	0,28	0,010	1,46
	Среднее	16	44,85	2,80	11,81	6,39	7,60	0,10	9,64	9,48	3,38	1,48	0,76	0,098	1,61

Примечание. n — число проб в выборке; I — пироксенит-диабазовая формация: а — пироксениты; б — базальты, диабазы (патыкутекский комплекс); II — пироксенит-габбро-диоритовая формация: а — пироксениты; б — габбро; в — диориты (чечектинский комплекс); III — формация диабазовых порфиритов; IV — спилит-диабаз-кератофировая формация: а — спилиты, диабазы; б — кератофиры (сарыджилгинская свита).

мацию диабазовых порфиритов. Яркой особенностью описываемых пород, отличающей их от всех более молодых магматических образований, является метаморфизм в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фациях с последующим наложенным щелочным метасоматозом, с образованием нефелина, скаполита, щелочного амфибола, флогопита (Таджиудинов и др., 1971). Заметим, что порою процесс нефелинизации настолько высок (содержание нефелина в некоторых случаях достигает до 25% объема породы), что породы приобретают облик нефелиновых базальтоидов, габброидов.

Приведенные данные по составу пород, их химизму, особенностям метаморфизма и метасоматоза, а также территориальная сопряженность и структурно-тектоническая обусловленность описываемых пород, указывают на близкий возраст магматических образований и на их комагматичность. В последнем случае описываемые породы можно рассматривать, очевидно, в составе офиолитовой ассоциации (Пейве, 1969).

Более молодой магматизм представлен вулканогенными породами, отмечаемыми в виде отдельных горизонтов, зачастую разобщенных по площади, среди кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов. По всей видимости, вулканогенные образования отвечают части разреза сарыджилгинской свиты (Бархатов, 1963). По минеральному составу и структурам (реликтовым) устанавливаются пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые спилиты, диабазы, базальты. Пироксены отвечают диопсиду, реже авгиту; плагиоклаз по составу олигоклаз, альбит-олигоклаз; амфиболы представлены роговой обманкой; вторичные минералы представлены актинолитом, тремолитом, эпидотом, скаполитом, нефелином, альбитом, биотитом; акцессорные — сфен, апатит, циркон, магнетит, ильменит. В отдельных частях разрезов, в непосредственной связи с основными вулканидами, наблюдаются кварц-полевошпатовые кристаллические ортосланцы. При микроскопическом изучении по реликтовым минералам в них устанавливаются кварцевые альбитофиры, кератофиры, фельзиты. В тонкозернистой массе этих пород определяются кварц, биотит, альбит, калишпат (ортоклаз), среди вторичных минералов встречены серицит, хлорит, карбонат, акцессорные минералы — апатит, турмалин, корунд, шпинель, ортит, рутил, магнетит. Описываемые породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и зелено-сланцевой (регрессивной) фациях метаморфизма. Количественные соотношения между основными и кислыми разностями пород установить невозможно из-за несовершенства имеющихся стратиграфических схем, сильного метаморфизма пород, из-за сложности тектоники кристаллического массива (музкольской серии). Трудно также говорить и об общей мощности пород формации в силу вышеуказанных причин. Можно только заметить, что породы спилит-диабаз-кератофировой формации, по всей видимости, оторваны во времени от ранее образованных пород, выделенных нами в офиолитовую ассоциацию. На это могут указать несколько отличающийся минеральный состав и химизм описываемых пород, их положение в стратиграфическом разрезе.

Завершается магматизм во всех кристаллических массивах широким проявлением процессов анатексиса и гранитизации с образованием пород мигматит-гнейсо-гранитовой формации (Акрамов и др., 1971).

Таким образом, с допалеозойской музкольской серией кристаллических пород сопряжены выходы различных по составу и условиям происхождения магматических образований, объединяемые нами в формации (от ранних к поздним): пироксенит-диабазовая, габбро-диорит-пироксенитовая, диабазовых порфиритов, спилит-диабаз-кератофировая и мигматит-гнейсо-гранитовая. Породы первых трех формаций комаг-

матичны между собой и составляют в совокупности офиолитовую ассоциацию. Образование пород спилит-диабаз-кератофировой формации, по-видимому, несколько оторвано во времени от пород офиолитовой ассоциации, но в ходе геологического развития, составляет с породами ассоциации единое целое. Гранитоидные образования мигматит-гнейсогранитовой формации завершают магматизм допалеозойского времени и, по всей вероятности, связаны с региональными процессами метаморфизма и анатексиса допалеозойского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

Акромов М. Б., Володин П. К., Дмитриев Э. А. и др. Материалы II Среднеазиатского регион. петрогр. совещ. Душанбе, 1971.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., 1963.

Пейве А. В. Геотектоника, 1969, № 4.

Таджидинов Х. С., Акромов М. Б., Халилов М. Х.— ДАН ТаджССР, т. 14, 1971, № 8.

М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЗМА КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Колчеданосные провинции, приуроченные к геосинклиналям и образованные отложениями, сформированными в начальные стадии их развития (Смирнов, 1960; 1973; 1975), существенно различаются по набору продуктивных вулканогенных формаций, металлогенической специализации, ведущему механизму формирования и масштабам колчеданного оруденения. Это вызывает необходимость типизации колчеданосных провинций, что особенно важно для целей мелко- и средне-масштабного прогнозирования.

На предшествующей стадии работ выделены провинции фемического, салифемического и салического профиля, развивающиеся соответственно на базитовой, переходной и салической коре (Бородаевская и др., 1974). Дальнейшее изучение проблемы показало, что более полная ее разработка должна базироваться на анализе палеотектонического положения провинций различного типа. Вслед за В. И. Смирновым (1973; 1975), Г. М. Власовым (1973), Ч. Дрейком и Дж. Юнгом (1973) и др. для расшифровки строения древних геосинклинальных систем представляется целесообразным привлечь данные о строении современных окраинных частей континентов, в пределах которых, в противоположность океаническим впадинам, существуют условия для возникновения дифференцированных магматических формаций и рудообразования (Смирнов, 1975).

Анализ материалов по фанерозойским колчеданосным провинциям мира показывает, что они по своей палеотектонической позиции в геоструктурах, могущих сопоставляться с современными периокеаническими структурами, принадлежат к следующим основным типам: 1) островным дугам, развившимся на океанической (а), переходной (б) и континентальной (в) коре; 2) рифтовым зонам с вулканогенным (а) или терригенным (б) выполнением; 3) окраинным и внутренним

морям с редуцированным вулканизмом и широким развитием карбонатных (а) и терригенных (б) флишоидных отложений.

С учетом данных Х. Митчелла, Дж. Ридинга, Л. П. Зоненшайна выделенные типы провинций могут рассматриваться как составляющие идеализированного ряда: рифтовая зона — островная дуга — окраинный бассейн, сменяющие друг друга от палеоокеана к палеоконтиненту и определяющие асимметричную структурно-магматическую и металлогеническую зональности подвижных поясов, различающихся во времени заложения и развития. При этом вследствие специфики становления тех или иных поясов указанный ряд характеризуется неодинаковой полнотой и различной степенью выраженности его составляющих. На примере Урала установлено, что ряды таких геоструктур мигрируют во времени от палеоконтинента к палеоокеану (Бородаевская и Кривцов, 1974).

Колчеданоносные провинции островных дуг и их систем существенно различаются в зависимости от субстрата, на котором они развивались.

К островным дугам, формировавшимся на океанической коре, приурочены всемирно известные колчеданоносные провинции Урала, палеозойские и мезозойские зоны Японии, Передовый хребет Кавказа и многие другие. Для них характерно направленное развитие, выражающееся в последовательном отмирании островных дуг или их систем и появлении новых в направлении от материка к океану. Так, мезозойские островные дуги восточного побережья Америки развивались на фронте палеозойских островных дуг Аппалачей, а Курило-Камчатская дуга — на фронте Японо-Сахалинской. Закономерная смена с омоложением островных дуг от континента к океану устанавливается на Кавказе и в Салаиро-Алтайской системе. На Урале имеет место совокупность автономно развивающихся ордовичско-венлокской, верхнесилурийской — среднедевонской (до эйфеля включительно) и верхнесилурийско — франской эвгеосинклинальных зон, представляющих собой сложно построенную систему островных дуг (Бородаевская и Кривцов, 1974).

В становлении палеоостровных дуг, как это установлено на примере Урала, выделяются океаническая, предостровная, островная и послеостровная стадии развития, соответствующие десяткам миллионов лет.

Вулканогенные образования ранних стадий развития рассматриваемых провинций представлены формациями натровой серии — недифференцированной базальтовой, слабо дифференцированной базальт-андезит-базальтовой, контрастной липарит-базальтовой, непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой (Штейнберг, 1963, Бородаевская и др., 1969, 1970; 1973).

Каждая островная дуга характеризуется сложным строением, отражающим автономное развитие ее отдельных структурно-формационных зон. Эти последние принадлежат к зонам: а) ранней стабилизации, сложенным базальтовыми афиритами недифференцированной формации, которая представлена продуктами трещинных субмаринных излияний и ассоциирующими с ними кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами; б) внутренним зонам, развивающимся значительно длительнее, вначале в обстановке некомпенсированного прогибания, затем компенсации и перекомпенсации часто при ярко проявленном островном режиме на стадиях, завершающих развитие зоны. Вулканизм в пределах этих полиформационных зон открывался глубоководными излияниями недифференцированных базальтов, сменившихся подводными же излияниями базальтов контрастной формации, на завершающих стади-

ях становления которой развились вулканические поднятия, гряды и возникли отдельные цепи вулканических островов; для непрерывной формации характерен центральный вулканизм и типично островной режим извержений; в) внешним или барьерным, в которых вслед за излияниями недифференцированных базальтов формировались породы базальт-андезит-базальтовой формации в режиме, характерном для развивающейся кордильеры; г) передовым прогибам, выполненным преимущественно вулканомиктовыми отложениями, возраст которых близок последним стадиям формирования барьерных зон.

Колчеданное оруденение в рассматриваемых структурах занимает определенное положение, проявления его сосредоточены преимущественно во внутренних зонах, разделяющих тыльные области ранней стабилизации и барьерные зоны, что определяется генетической его связью с контрастной и непрерывной вулканогенными формациями при непродуктивности базальтовой и базальт-андезит-базальтовой формации. В соответствии с этим тыльные и барьерные зоны рудоносны лишь в локальных блоках, в которых в связи с теми или иными причинами получили развитие продуктивные вулканогенные формации.

Металлогенический профиль рассматриваемых провинций определяется серно-цинково-медным оруденением. Залежи сульфидных руд пластовой и сложной, определяемой сочетанием согласных и секущих составляющих, форм контролируются в основном синвулканическими элементами структуры, часто приурочиваясь к отдельным вулканическим постройкам центрального типа. В строении многих залежей или систем нередко участвуют руды гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса при ведущем значении последних. Гидротермально-осадочные руды более широко развиты в связи с контрастными формациями, что отражает субмаринную обстановку становления этой формации и наличие замкнутых депрессий с застойными водами.

К колчеданным провинциям островных дуг, сформированных на коре континентального или переходного типа, также приурочены многочисленные колчеданные месторождения Японии (тип «Куроко»), Малого Кавказа, Казахстана, Среднегорской провинции Восточной Европы, Филиппинских островов, Западной Америки и Аляски, Южного Средиземноморья и др.

Для островных дуг этого типа характерно отсутствие или незначительное развитие недифференцированных толеитовых базальтов, предшествовавших формированию островной дуги, гомодромные ряды дифференциации вулкаников (от базальтов и андезит-базальтов до дацитов и липаритов), широкое развитие порфировых разностей пород и высокая эксплозивность, наличие вулкано-плутонических ассоциаций, переходный от натрового к кали-натровому состав пород продуктивных на колчеданное оруденение формаций и ряд других особенностей, которые присущи магматическим процессам, развивающимся на вовлеченной в прогибание окраине континента с широким взаимодействием первичных мантийных расплавов с коровым субстратом.

Липариты и дациты, обладающие наиболее сложным фациальным составом, слагают вулканокупола и небольшие постройки центрального типа на периферии вулканогенных поднятий. В жерловых зонах, наряду со спекшимися туфами и субвулканическими телами нескольких поколений, встречаются трубки взрыва с брекчиями смешанного состава. Синхронно с вулканизмом в тыльных частях вулканических гряд накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи. Вулканическая деятельность завершалась внедрением многочисленных интрузий габбро-тоналит-плагиогранитного состава при ведущей роли плагиограни-

тов, которые часто приурочены к центральным частям вулканогенных гряд.

Металлогенический профиль описываемых провинций определяется медно-свинцово-цинковым оруденением при более высоком содержании цинка и свинца, чем это характерно для островных дуг первого типа. Рудные залежи, как и в предыдущем случае, обнаруживают тесную пространственную и временную связь с вулканическими постройками, сложенными вулканитами кислого состава. Рудообразование, по-видимому, как и в первом случае, открывалось эксгальационно-осадочным процессом в мелководных локальных палеодепрессиях, о чем свидетельствует наличие прерывистых горизонтов с рудными гальками, главная масса руд образована в результате гидротермально-метасоматических процессов на стадии внедрения субвулканических тел, завершивших продуктивный вулканизм. При этом на некоторых объектах устанавливаются проявления гидротермально-осадочного рудоотложения и на поздних стадиях формирования колчеданных залежей.

К колчеданным провинциям в рифтовых зонах окраинных частей континентов относятся нижнепалеозойские рифты Тувы, расположенные у окраин срединных массивов, среднепалеозойские рифтовые зоны Мугоджар, приуроченные к флангам и центральной части срединного массива на продолжении островных дуг Южного Урала, рифтовые зоны Восточно-Уральского поднятия, заложенные на океанической коре внешней стороны Уральских островных дуг, Иберийская рифтовая зона, тяготеющая к южной границе одноименного срединного массива, вовлеченного в геосинклинальное развитие, мезокайнозойские рифтовые зоны альпийского средиземноморского пояса, к которым могут быть отнесены Севано-Анкеринский рифт, заложенный вдоль северной границы Анатолийской группы срединных массивов, серия рифтовых зон южной ветви альпийского пояса (зона Ивреа, Иран, Афганистан).

Для всех этих зон характерно широкое развитие толеитовых недифференцированных базальтоидных магм, наличие пород ультраосновного и габброидного состава. Колчеданные месторождения приурочены только к тем рифтовым зонам, которые испытали относительно длительное развитие со сменой режима прогибания относительно поднятиями, отмеченным переходом от излияний трещинного типа к центральным извержениям с возникновением отдельных вулканических построек и гряд, сложенных базальтоидами контрастных формаций. Рифтовые зоны, сложенные только продуктами трещинных излияний недифференцированных базальтоидов, как и рифты срединно-океанических хребтов, оказываются безрудными (Карташубинский рифт Тувы, рифтовые зоны Центрального Казахстана и др.). В рудоносных участках рифтовых зон в небольшом объеме отмечаются кислые породы (липарито-дациты или андезит-дациты-липариты). Состав их существенно натровый, как и в островных дугах первого типа. Металлогения рифтовых зон весьма своеобразна. Характерно формирование медноколчеданных залежей, среди которых встречаются кобальтоносные минералы и отмечается присутствие хромшпинелидов.

В рифтовых зонах, где кислые составляющие контрастной формации получили более широкое развитие, наряду с серноколчеданными месторождениями встречаются и полиметаллические руды (Западные Саяны, Тува), которые приурочены к вулканогенным грядам с широким проявлением кислого, а иногда андезитового вулканизма.

Рифтовые зоны, как показывают данные по Красному морю, также могут служить источником комплексных полиметаллических руд при ведущей роли гидротермально-осадочного рудоотложения. Рудная ми-

нерализация сложного полиметаллического состава приурочена к нескольким впадинам в центральной части рифтовой зоны, где она ассоциирует с илисто-глинистыми осадками (Дзоценидзе, 1970; Бишоф, 1974).

К колчеданоносным областям, приуроченным к структурам окраинных и внутренних морей, могут быть отнесены отдельные районы Центральной Европы, южного склона Большого Кавказа, Бурятии, Гиссар, часть площади Рудного Алтая и Центрального Казахстана, провинция Восточной Австралии и Тасмании и др.

Первый из типов рассматриваемых колчеданоносных провинций связан с накоплением терригенных толщ в пределах унаследованно длительно развивавшихся прогибов, выполненных мощными терригенными толщами с подчиненной ролью вулканизма преимущественно базитового профиля. На фоне общего компенсированного прогибания в этих структурах выделяются локальные депрессии, к которым приурочена основная масса вулканитов и цепочно расположенные рудные залежи. Характерен натровый состав вулканитов, иногда при повышенной их щелочности, что, возможно, связано с процессами базификации коры, как и в современных морских бассейнах с мощными накоплениями терригенных осадков (Черное море, Тиронская впадина и др.).

Формы рудных тел либо пластовые, согласные с близгоризонтальным залеганием слоев вмещающих пород, либо лентовидно-жилые, подчиненные положению глубинных разломов, отмеченных разновозрастными интрузиями субвулканических, гиповулканических и плутонических пород. Механизм рудоотложения различен — в пластовых телах устанавливаются руды гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического генезиса, находящиеся в различных количественных соотношениях, крутопадающие линзы, подчиненные разломам, сложены гидротермально-метасоматическими рудами.

Второй тип рассматриваемых провинций связан с вовлечением в прогибание окраинных частей платформ срединных массивов или микроконтинентов. Для него характерно накопление известняков и известкового флиша с вулканогенным материалом пестрого состава при большой роли кислых вулканитов. Вулканогенные породы представлены здесь кали-натровыми сериями повышенной щелочности.

В металлогеническом отношении колчеданоносные провинции обоих рассматриваемых типов во многом сходны между собой. Для них характерна свинцово-цинковая специализация при угнетенном значении в рудах меди. В некоторых случаях, особенно в областях развития терригенного флиша с базитовым вулканизмом натровой серии, появляются отдельные металлогенические зоны с халькопирит-пирротинным оруденением, однако и в этих провинциях ведущая роль принадлежит залежам колчеданно-полиметаллических руд (провинция южного склона Большого Кавказа). Рудная минерализация приурочена к локальным депрессиям, выполненным флишоидными образованиями и удаленными фациями вулканитов.

Рудные залежи, как это показано В. И. Смирновым и подтверждено детальными работами Н. К. Курбанова, сформированы здесь в два главных этапа: в первый отложены гидротермально-осадочные существенно пиритовые с медью руды, во второй, отделенный от первого деформациями, сформированы полиметаллические гидротермально-метасоматические образования.

На примере юго-западных окраин Гиссарского хребта также устанавливается, что ранние минеральные комплексы существенно пиритового состава слагают пластовые тела и интенсивно метаморфизованы,

в то время как халькопирит-сфалерит-галенитовые и собственно галенитовые ассоциации образуют тела, наложенные на складки, и контролируются их флексурными осложнениями и разрывами. П. В. Панкратьев (1972) обоснованно связывает эти особенности с гидротермально-осадочным происхождением ранних руд и гидротермально-метасоматическим механизмом становления халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации, в формировании которой существенную роль могли играть процессы переотложения более раннего рудного вещества.

Гидротермально-осадочный генезис значительного объема руд установлен Э. Г. Дистановым (1971) для колчеданных залежей Озерного месторождения Бурятии.

Таким образом, для колчеданоносных провинций, приуроченных к окраинным и внутренним морям, в отличие от провинций систем островных дуг, характерна существенная роль гидротермально-осадочного механизма рудоотложения, что предопределяет необходимость специфического подхода к методике поисков и прогнозирования колчеданно-полиметаллических руд в их пределах.

Между провинциями различных типов, расположенными в структурах окраин континента, нередки взаимопереходы. Одним из примеров этого является Уральская провинция, в которой имеет место сочетание, иногда с непосредственным переходом структур островных дуг и рифтовых зон, отличных по особенностям локализации и состава рудных тел.

Сочетание структур типа окраинных морей и островных дуг можно проиллюстрировать и на примере Рудного Алтая. Здесь в верхнедевонское время сформировалась островная дуга Прииртышско-Алейской зоны, сложенная вулканитами андезито-дацитово-натровой серии, частично охватывающая срединные массивы и отделенная от внешней (Калбинской) и тыльной (Змеиногорско-Зыряновской) зон желобами с терригенным выполнением. Во внутренней зоне островной дуги широким развитием пользуются живетско-франские кислые вулканиты, по составу переходные от натровых к кали-натровым, с подчиненным количеством базальтов. Формирование пород протекало в предостровной обстановке. Колчеданное оруденение этой области представлено медноколчеданным и колчеданно-полиметаллическим типами. В пределах тыльной зоны (внутреннее море) состав вулканитов, накопление которых протекало преимущественно в эйфель-раннеживетское время, меняется на кали-натровый, а состав руд — на колчеданно-полиметаллический. Еще далее расположен собственно полиметаллический пояс (южноалтайский) с повышенным содержанием свинца, рудные тела здесь залегают не только среди вулканогенных пород, но и в горизонтах известняков; меняется фациальный состав вулканогенно-осадочных и осадочных пород, представленных все более глубоководными фациями. Изменение особенностей магматизма и металлогении находится в соответствии с особенностями глубинного строения территории: мощность базальтового слоя минимальная в пределах островной дуги и возрастает по мере удаления от нее в сторону континента (роль которого в этот период играла структура Горного Алтая). Меняется и морфология, и условия локализации рудных тел. Именно для наиболее удаленных от островной дуги областей убедительно доказывается участие гидротермально-осадочного рудообразования в формировании месторождений (вторая залежь Риддера и некоторые южноалтайские месторождения).

Таким образом, в случае Рудного Алтая мы видим сочетание структур островной дуги и окраинного моря, обладающих присущим этим областям сложным внутренним строением, заключающемся в сочетании

различных металлогенических типов рудной минерализации.

Проведенный обзор показывает, что колчеданное оруденение в провинциях всех типов связано с контрастными и непрерывными формациями, неизменным членом которых являются кислые составляющие, наиболее тесно ассоциирующие в пространстве и во времени с колчеданным оруденением. Обязательным условием их образования, по имеющимся данным, следует считать взаимодействие базальтового расплава со сформированной корой, в которую он внедрился, причем состав коры оказывал, по-видимому, существенное влияние на петрогенетический тип кислых вулканитов и на металлогеническую специализацию рудных растворов.

Следует отметить, что во всех провинциях устанавливается отчетливое возрастание роли кислых пород по мере движения от океана к континенту. В срединно-океанических структурах кислые дифференциаты практически отсутствуют. В структурах океанических островных дуг, развитых на коре океанического типа, роль кислых пород ничтожна в контрастных формациях, развитых в предостровную стадию их развития, и несколько возрастает в островную стадию в связи с формированием непрерывных формаций, образование которых протекало при формировании коры повышенной мощности, характерной для островных дуг. Еще более роль кислых пород возрастает в структурах островных дуг и окраинных морей, развитых на вовлеченных в прогибание окраинных континентах. При этом устанавливается закономерное увеличение содержания калия в вулканитах и изменение металлогенической специализации их прежде всего за счет уменьшения роли меди и возрастания роли свинца. Таким образом, даже для кислых пород, возникающих в ограниченных количествах на коре первично океанического состава, появлению кислых пород предшествуют процессы формирования коры увеличенной мощности. Для кислых пород контрастных формаций характерна выдержанность петрохимического состава, отсутствие ярко выраженных процессов кристаллизационной дифференциации, что позволяет предполагать формирование их в процессе котектических выплавок под влиянием теплового потока, связанного с базальтоидным вулканизмом.

Что касается непрерывных формаций, то для их становления всегда характерно наличие зрелой коры, с которой активно взаимодействовали базальтовые расплавы. Это нашло отражение в непостоянстве количественных соотношений кислых и основных составляющих, в неустойчивости петрохимических характеристик кислых пород, в переходе от натровых к кали-натровым сериям, в спектре элементов — примесей, в которых сочетаются элементы мантийного базальтового и корового сиалического профиля. Металлогеническая специализация в рассматриваемых случаях определяется ведущей ролью колчеданно-полиметаллического (вплоть до собственно свинцового) профиля. При этом важно подчеркнуть, что изотопный состав серы сульфидов колчеданных залежей, особенно их ранних генераций, во всех случаях является стандартным и близок к метеоритному, что подчеркивает ее мантийное происхождение. Таким образом, роль корового и мантийного источников петрогенного и рудного вещества не одинакова в провинциях, различающихся по своему геотектоническому положению.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Колчеданносные провинции по своей палеотектонической позиции отвечают периокеаническим геоструктурам и принадлежат к следующим типам: островным дугам, рифтовым зонам, окраинным и внутренним морям.

2. Специфика палеотектонической позиции колчеданносных про-

винций находит отражение в особенностях продуктивного магматизма, металлогении и геохимической специализации, которые находятся в определенной зависимости от состава эвгеосинклинального субстрата, характера и уровня дифференциации первичных базальтоидных расплавов.

3. В формировании колчеданных месторождений участвуют гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и собственно гидротермальные процессы, имеющие различное значение в провинциях разного типа.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.—ДАН СССР, т. 217, 1974, № 1.

Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И. и др. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ними колчеданного оруденения в различных провинциях СССР.—Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.

Власов Г. М. О талассогеосинклиналях, их месте в структурах тихоокеанского пояса и металлогении.—Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность.—Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, вып. 102, 1973.

Дистанов Э. Г. Применение формационного анализа в прогнозировании колчеданно-полиметаллических месторождений.—Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных ископаемых. Л., 1971.

Дрейк Ч., Юнг Дж., Стюард Г. Континентальные окраины восточной части США.—Окраины континентов и островные дуги. М., 1973.

Зоненшайн А. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., 1972.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма.—Проблемы генезиса руд. М., 1964.

Кривцов А. И. Вулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. Автореф. докт. дис., М., 1975.

Новгородова М. И. Типоморфные особенности халькопирита из медноколчеданных месторождений Южного Урала и Сев. Мугоджар.—Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972.

Новгородова М. И. Особенности вулканогенных формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов.—Проблемы магматических формаций. М., 1974.

Панкратьев П. В., Михайлова Л. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана, Ташкент, 1972.

Смирнов В. И. О конвергентности колчеданных месторождений.—Вестник МГУ, Геология. 1960, № 2.

Смирнов В. И. Зоны Бенеофа и геосинклинальная металлогения.—Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.

Смирнов В. И. О металлогении океана.—Геология рудных месторождений, 1975, № 1.

Шадлун Т. Н. Некоторые признаки метаморфизма в колчеданных рудах (месторождение им. III Интернационала).—ДАН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.

Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.—Тр. первого Уральского петрограф. совета. Т. 1. Свердловск, 1963.

М. А. Беридзе, М. П. Пруидзе, Г. А. Чихрадзе

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ РАННЕЮРСКИХ ЦЕНТРОВ ВУЛКАНИЗМА В ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В нижнеюрских терригенных толщах южного склона Большого Кавказа залегают синхронные вулканогенные образования спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций. Реконструкции центров этого вулканизма и выяснению их связи с геотектоническими единицами геосинклинали южного склона посвящается данная статья.

Рассматривая закономерности вулканических явлений стадии прогибания дна геосинклинали, Г. С. Дзоценидзе (1948, 1966, 1971) указывает на приуроченность вулканогенов дацит-липаритового состава к зонам сочленения геосинклинали и срединного массива, или сравнительно жестким, обладающим тенденцией воздымания участкам внутри геосинклинального бассейна.

Наши наблюдения в пределах южного склона Большого Кавказа и результаты изучения конкретного материала позволяют подробно осветить этот вопрос, наметить отдельные вулкано-тектонические структуры и высказать предположение о связи вулканических извержений кислого и основного составов с различными глубинными структурами фундамента.

Продукты раннеюрского вулканизма геосинклинали южного склона нами изучались в Абхазии, Сванетии, Раче и Казбегско-Лагодехской зоне (рис. 1).

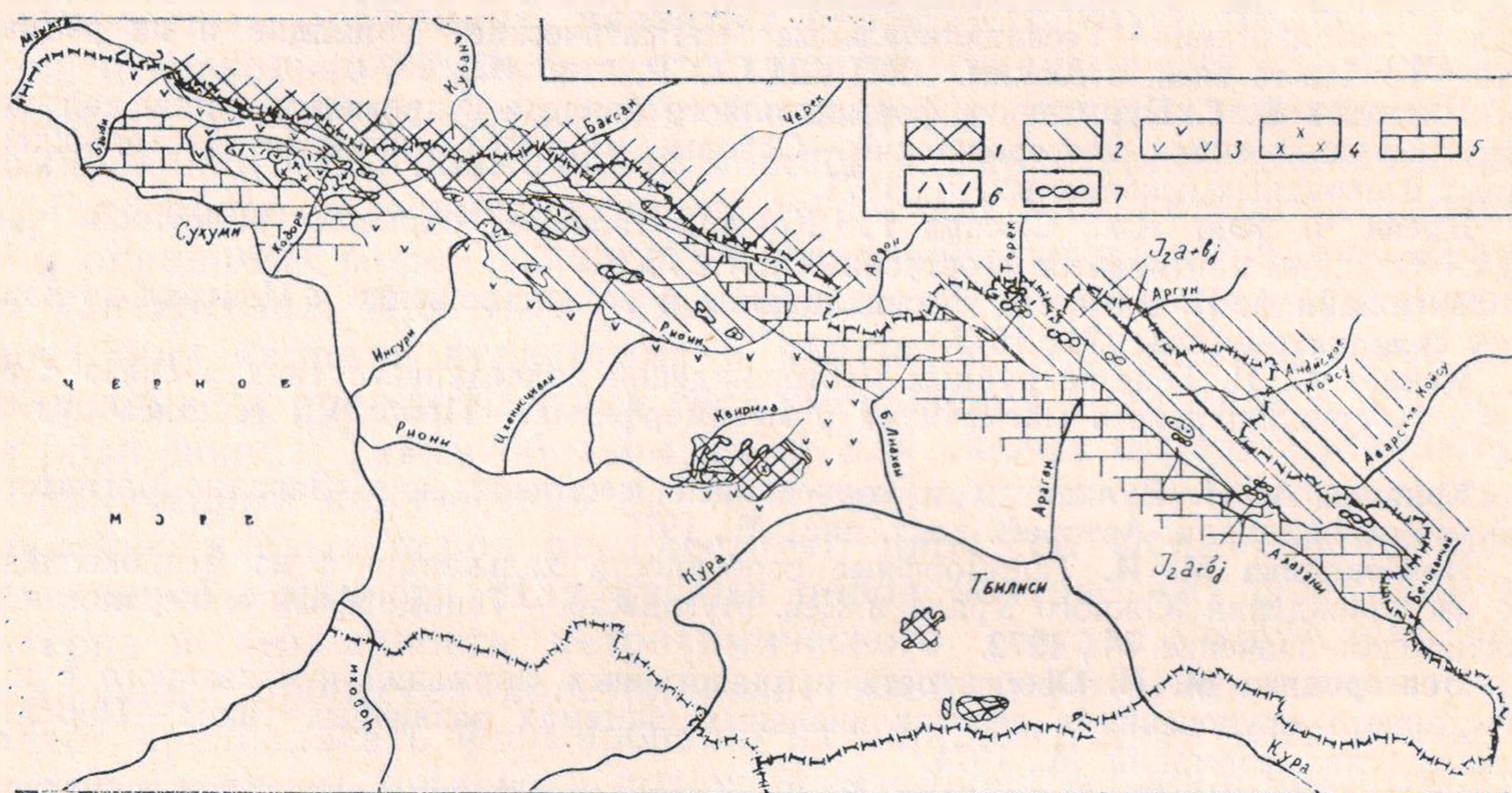


Рис. 1. Схема распространения раннеюрских вулканогенных образований южного склона Большого Кавказа.

1 — доюрские образования; 2 — нижнеюрские отложения; 3 — байосская порфиритовая свита; 4 — мезозойские гранитоиды; 5 — карбонатные отложения верхней юры — нижнего мела; 6 — породы спилит-кератофировой формации; 7 — базальтоиды спилит-диабазовой формации.

В Абхазии породы спилит-кератофировой формации, выделенные под названием авадхарского вулканогенного горизонта плинсбах-домерского возраста (Ломизе, Сомин, 1962), приурочены к южной периферии зоны Главного хребта, граничащей с юга с троговой частью геосинклинали (Чхалтинско-Лайлинская зона по П. Д. Гамкрелидзе, 1966). В последнем спилит-кератофировые вулканогены отсутствуют, а в домер-раннем тоаре развиты базальтоиды спилит-диабазовой формации. Еще южнее, уже в пределах Центрально-Абхазской подзоны Гагрско-Джавской геотектонической зоны в плинсбах-домере также формируется спилит-кератофировая вулканогенная толща (рис. 2). Центрально-Абхазская подзона, так же как и зона Главного хребта, являясь унаследованной геоантиклиналью, характеризовалась относительно приподнятым расположением в течение всей ранней юры. Такая тенденция сохранялась, как отмечает Г. С. Дзоценидзе (1966), на про-

тяжении байоса и бата, что отразилось на своеобразии магматических явлений региона.

Извержения кислого вулканогенного материала в пределах Абхазии, по всей вероятности, имели место и в тоар-аалене, так как отложения этого возраста содержат примесь кварц-кератофирового материала в том или ином количестве.

В Сванетии породы спилит-кератофировой формации приурочены к более нижним горизонтам глинисто-сланцевой серии (синемюр-плинсбах), характеризуются меньшими мощностями, развитием преимущественно среднекислых разновидностей и также приуроченностью к унаследованным геоантиклиналям — к зоне Главного хребта и Сванетскому антиклинорию. В более молодых отложениях лейаса Сванетии вулканогенные породы ни кислого, ни основного состава не известны. Приблизи-

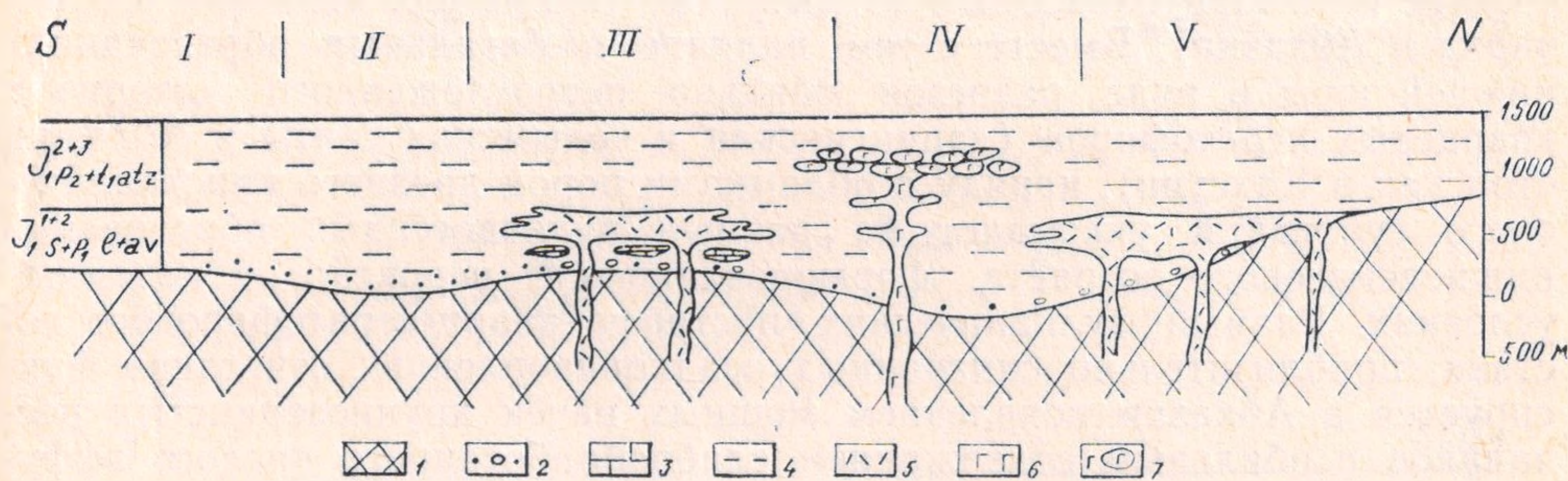


Рис. 2. Схема фациальной зональности раннеюрских осадочных и вулканогенных образований Абхазии; $J_1^{1+2}S+P_1 l+av$ —нижняя юра, синемюр—нижний плинсбах, лашипсинская и авадхарская свиты. $J_1^{2+3}P_2+t_1atz$ —нижняя юра, верхний плинсбах—нижний тоар, ацгарская свита.

1 — породы кристаллического фундамента; 2 — конгломераты, гравелиты и песчаники; 3 — линзы известняков; 4 — глинистые сланцы; 5 — породы спилит-кератофировой формации; 6 — породы субвулканической фации спилит-диабазовой формации; 7 — породы собственно-эффузивной субфации спилит-диабазовой формации (шаровые лавы и их производные).

I—грузинская глыба; II—южная подзона Гагрско-Джавской зоны; III — северная подзона Гагрско-Джавской зоны (Центрально-Абхазское поднятие); IV — Чхалтинско-Лайлинская зона; V — зона Главного хребта.

тельно аналогичная картина наблюдается в Верхней Раче, где вулканогены спилит-кератофировой формации описаны в зоне Главного хребта в истоках р. Риони (Беридзе, 1965).

Аналогичную тектоническую позицию занимают породы спилит-кератофировой формации в Казбегском районе в разрезах Военно-Грузинской дороги. Они приурочены к кистинской свите синемюрского возраста, развитой на перифериях унаследованных геоантиклиналей Дарьяльского и Гвелетского массивов, в зоне Бокового хребта. Базальтоидные вулканогены формируются в позднем домере — раннем тоаре, локализуясь в пределах северной подзоны Казбегско-Лагодехской геотектонической зоны, приурочиваясь, по данным Г. А. Чихрадзе, к однородным глинисто-сланцевым толщам верхних горизонтов циклаурской свиты.

Приблизительно сходная картина в распределении раннеюрских вулканогенов наблюдается в Заалазанской Кахетии в пределах восточной части Казбегско-Лагодехской зоны. Хотя образования древнее лейаса в этой зоне не известны, отчетливо устанавливается, что вулканогены спилит-кератофировой формации связаны с верхней частью базальных грубообломочных отложений сторской свиты аркозового состава (истоки рек Стори, Дидхеви, Лопота, хребет Спероза). Извержения базальтоидов спилит-диабазовой формации здесь также совпадают со

временем от позднего домера до раннего тоара, приурочиваясь к осевым, наиболее интенсивно прогибающимся участкам вдоль двух глубинных разломов общекавказского простирания: первого южнее вышеуказанных выходов спилит-кератофировых вулканогенов на протяжении около 7 км и второго в Лагодехском районе, прослеженного на протяжении 10 км (Прундзе, 1975).

Фациальный анализ вмещающих отложений названных двух формаций позволяет отметить, что их формирование происходило в различной среде осадконакопления. Так, породы спилит-кератофировой формации, как правило, тяготеют к трансгрессивным мелководным отложениям или переслаиваются с ними (Казбегский район, Рача, Сванетия), или же образуются в завершающей стадии их формирования (Абхазия, Кахетия). О мелководной обстановке формирования пород спилит-кератофировой формации свидетельствует также развитие в их составе игнимбритоподобных образований (например, верховья р. Санчарка в Абхазии). Вместе с тем наличие в базальных образованиях нижней юры в ряде разрезов обильно переотложенного материала кварцевых кератофиров (лапинсинская и чедымская свиты в Абхазии, сторская в Кахетии), наряду с обломками пород древнего кристаллического субстрата, указывает на размыв вулканогенных образований нижнелейасового возраста, формировавшихся, вероятно, в наземных условиях. Размыв вулканических построек кварц-кератофирового состава, приблизительно синхронных осадконакоплению, отчетливо фиксируется в Абхазии появлением мощных пачек крупнозернистых песчаников с обильным содержанием слабообработанного кислого эффузивного материала на ряде участков развития архейской свиты тоарского возраста (Беридзе, 1973).

В противовес спилит-кератофировой формации, базальтоиды позднедомерско-раннетоарского возраста определенно тяготеют к более глубоководным фациям — к толщам однородных глинистых сланцев. О более глубоководных условиях формирования пород базальтоидной группы свидетельствует также присутствие среди них изолированно шаровых брекчий и гналокластитов с ограниченным развитием пузыристых и миндалекаменных разновидностей (Хворова, 1966; Петрова и др., 1974).

Связь пород кислой группы контрастных формаций с мелководными фациями, а основной — с более глубоководными установлена во многих геосинклинальных областях, в том числе и на Урале (Фролова, 1973).

Характерным для контрастных формаций южного склона Большого Кавказа является их пространственная ассоциация с магматическими продуктами более поздней фазы — с однородной диабазовой субформацией — силловой фацией спилит-порфирит-диабазовой формации байосского возраста (Дзоценидзе, 1948; 1959).

Вулканогены спилит-кератофировой формации по составу соответствуют дацитам и липаритам. Однако среди них отмечаются андезит-дацитовые, андезит-базальтовые и даже базальтовые разновидности. Хотя последние два типа пород выступают в роли аксессуарных членов формации. Анализ разрезов в тех районах, где спилит-кератофировая формация развита наиболее полно (северо-западная часть Абхазии), показывает антидромную последовательность в вулканических извержениях: в низах формации обычно залегают лавы и лавокластолиты кварцевых кератофиров, а в верхах — преимущественно пирокластолиты среднекислого и в меньшем количестве основного состава. Следует, однако, подчеркнуть, что на обоих уровнях свиты наблюдаются пачки смешанного состава (Беридзе, 1973).

В пределах Сванетии породы липаритового состава, т. е. собственно кварцевые кератофиры, встречаются спорадически. Они слабо проявлены в Верхней Раче и не отмечаются вовсе в составе спилит-кератофировой формации Казбегского района и Кахетии, т. е. в восточной части геосинклинали.

В структурном отношении среди пород собственно эффузивной и эксплозивной субфаций спилит-кератофировой формации преобладают афировые разновидности. Субвулканические же тела кварцевых

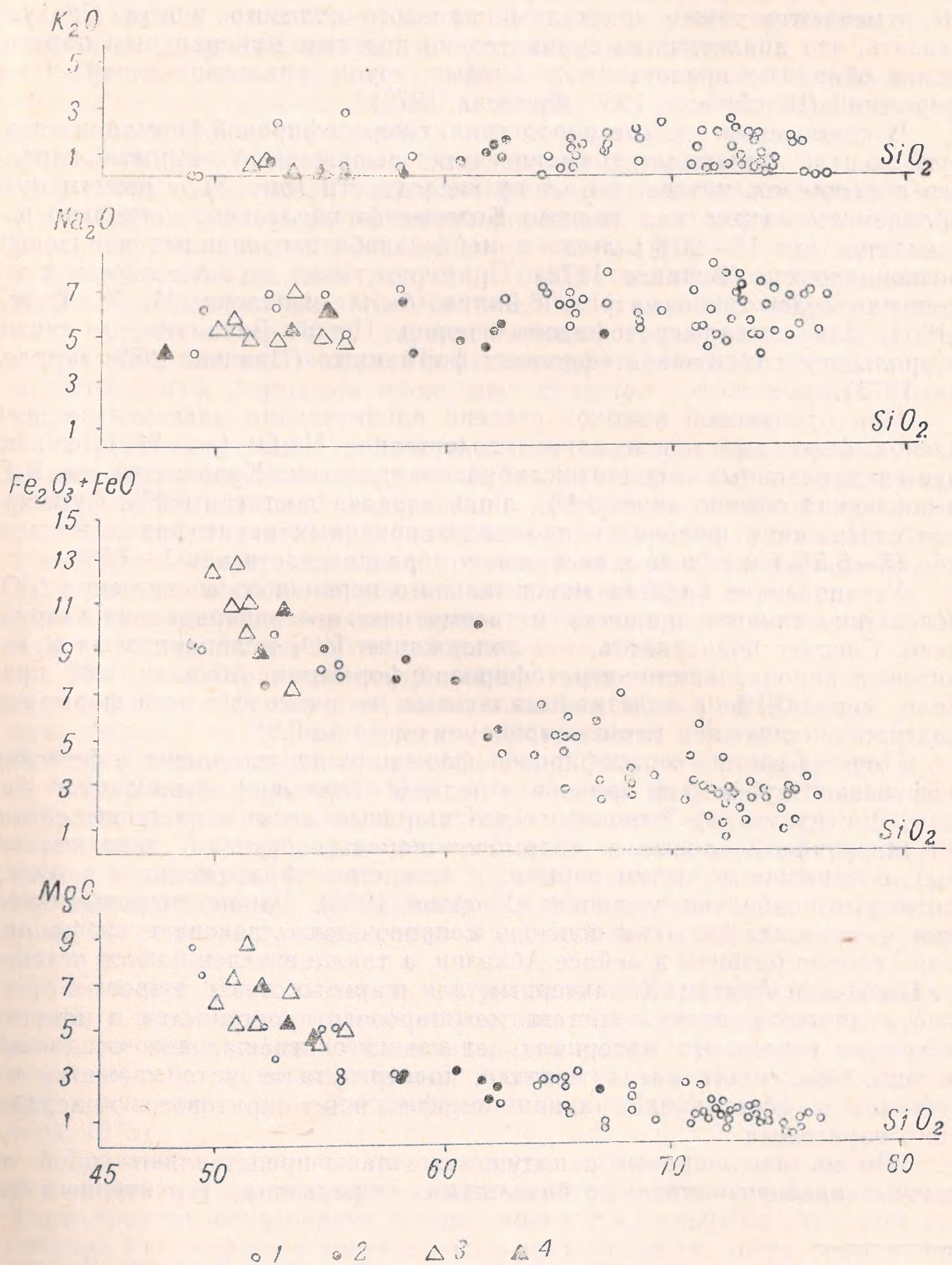


Рис. 3. Вариационная диаграмма Харкера для главных породообразующих окислов. Породы спилит-кератофировой формации: 1—Абхазия, 2—Кахетия. Породы спилит-диабазовой формации: 3—Абхазия, 4—Кахетия.

кератофиры характеризуются порфириной структурой с вкрапленниками плагиоклаза, оплавленного эффузивного кварца, а изредка — хлоритизированных псевдоморфов по роговой обманке и серицитизированных пластинок биотита. Состав вкрапленников плагиоклаза в слабоальбитизированных дацитовых породах субвулканической фации соответствует андезину, достигая первых номеров лабрадора (An 50—55%). Но в подавляющем большинстве пород полевой шпат нацело альбитизирован. Характерным является почти полное отсутствие пироксена не только в кислых и среднекислых, но и в основных членах формации. Не отмечаются также кристаллы калиевого полевого шпата. Следует указать, что аналогичным сравнительно простым минеральным парагенезом обладают представители кислых групп уральских контрастных формаций (Штейнберг, 1969; Фролова, 1973)*.

В химическом составе пород спилит-кератофировой формации в первую очередь привлекает внимание четко выраженный натровый характер всех членов, независимо от их кислотности (рис. 3), с резким преобладанием натрия над калием. Количество последнего несколько повышается (до 15—20%) лишь в менее альбитизированных дацитовых разновидностях (Беридзе, 1973). Примерно такая же зависимость в отношении содержания натрия и калия была выявлена М. Х. Батти (1963) для спилит-кератофировых пород Новой Зеландии, а также в уральских спилит-кератофировых формациях (Иванов, 1969; Фролова, 1973).

При одинаковой высокой степени альбитизации плагиоклаза всех членов формации максимальное содержание Na_2O (до 7%) фиксируется в основных — спилитовых разновидностях. Количество же K_2O в последних обычно ниже 0,4%, лишь изредка достигая 0,9%. Суммарное содержание щелочей в проанализированных кератофирах невысокое (5—6,5%) и только в нескольких образцах достигает 7—7,5%.

Установление предела максимального первичного содержания SiO_2 вследствие влияния процесса метасоматического окварцевания затруднено. Следует подчеркнуть, что содержание TiO_2 в липаритовых и дацитовых породах спилит-кератофировой формации Абхазии, как правило, менее 0,4%, в андезит-базальтовых же разновидностях этой формации содержание двуокиси титана варьирует от 0,4 до 0,9%.

Породы спилит-кератофировой формации представлены собственно эффузивной субфацией при почти полном отсутствии эксплозивной фации. В структурном отношении это шаровые лавы и их производные (изолированно-шаровые и обломочно-шаровые брекчии, гиалокластиты), возникшие не путем взрыва, а вследствие фрагментации лавовых потоков в подводных условиях (Хворова, 1966). Однако шаровые брекчии и гиалокластиты не повсюду сопровождают лавовую субфацию: они типично развиты в лейасе Абхазии, а также в аален-байосе истоков р. Пшавской Арагви. Характерным для шаровых лав и шаровых брекчий является участие в составе межшарового пространства и цемента обычного глинистого материала, слагающего вмещающие осадочные толщи. Связующая масса, нередко, подвергнута гидротермальному изменению с образованием кварц-хлорит-кальцит-пиритового минерального парагенеза.

По составу шаровые и подушечные лавы представляют собой типичные альбитизированные базальты с непрерывным структурным ря-

* Сопоставляя раннеюрский вулканизм южного склона Большого Кавказа и Урала следует иметь в виду, что раннеюрская геосинклиналь является преимущественно терригенной со сравнительно незначительным развитием в ней вулканических продуктов.

дом пород — альбит-пироксеновый диабаз — гиалодиабаз — диабазовый витрофирит — вариолит до хлоритизированного палагонитового стекла. Последнее слагает корки закалки шаровых тел и маломощных лавовых потоков, раздробленные обломки которых принимают участие в составе гиалокластитовых туфов.

Среди шаровых лав наиболее широким развитием пользуются афировые породы, обладающие вариолитовой и спилитовой структурами. Лишь в диабазовых и чисто стекловатых типах отмечается порфировая структура. В вариолитах развиты сферолитовая, радиально-лучистая метельчатая и нематобластовая разновидности микроструктуры, обычно с нечетко сформировавшимися микролитами альбита.

По химическим анализам породы рассматриваемой формации, несмотря на некоторое искажение их первичного состава, вследствие развития наложенных процессов (хлорит, карбонат, кварц, пирит), довольно уверенно относятся к базальтам с содержанием SiO_2 от 50 до 53%. Ярче выраженная натровая природа базальтоидов, сравнительно с породами спилит-кератофировой формации, подчеркивается не только резким преобладанием Na над K, но и полным отсутствием окиси калия в большинстве анализов (рис. 3). В базальтоидах Абхазии содержание K_2O не превышает 0,2, а Кахетии — 0,5%. И, наконец, следует подчеркнуть высокое содержание двуокиси титана, превышающее 2% в некоторых образцах из Абхазии. По отмеченным признакам породы спилит-кератофировой формации проявляют сходство с толеитовыми базальтами.

При рассмотрении вопросов генезиса охарактеризованных выше спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций, принадлежащих раннегеосинклинальной контрастной ассоциации, главной проблемой, как известно, является происхождение пород кислой группы. Необходимым условием при этом, как и принято в ряде обобщающих работ, следует считать выделение совокупности главнейших характеристик для объяснения их генезиса или путем дифференциации основной магмы, или же ассимиляцией последней материала коры.

Из таких характерных признаков применительно к раннеюрским вулканогенным формациям южного склона Большого Кавказа, в первую очередь, по нашему мнению, заслуживает внимания пространственная и временная разобщенность пород спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций. При этом во всех разрезах отчетливо фиксируется залегание пород спилит-кератофировой формации ниже базальтоидов. Анализ внутреннего строения спилит-кератофировой формации показывает, что она или целиком сложена кислыми породами, или же наблюдается антидромная последовательность в извержениях с все более возрастающей ролью в верхней части формации среднекислых и основных членов.

Не менее важно отметить малую роль интрателлурических образований, в особенности полное отсутствие пироксенов как в кислых, так и в основных членах спилит-кератофировой формации, присутствие которых в значительном количестве является необходимым при допущении глубинной дифференциации базальтовой магмы (Фролова, 1973).

Сказанное позволяет предположить ассимиляционное происхождение кислой магмы, питавшей спилит-кератофировую формацию. Совпадение времени образования кислых пород с начальными стадиями прогибания раннеюрского геосинклинального бассейна, когда земная кора под ней еще не обладала значительной проницаемостью, говорит о том, что базальтовая магма имела возможность задержаться в коре в промежуточных очагах.

Следует подчеркнуть, что на большинстве участков геосинклинали, где вулканизм начался еще в синемюре, спилит-кератофировая формация сложена преимущественно среднекислыми членами. В Абхазии же, где извержения начались несколько позже (с плинсбаха), его продукты характеризуются изобилием кислых пород (собственно кварцевых кератофиров). Следовательно, можно допустить, что чем дольше задерживалась базальтовая магма в условиях коры, тем совершеннее протекали процессы ассимиляции (Эрлих, Мелекसेцев, 1973). Наблюдаемая антидромная последовательность извержений в спилит-кератофировой формации Абхазии позволяет предположить, что внутрикоровый магматический очаг характеризовался двухъярусным строением (Ритман, 1964).

Центры вулканизма, расположенные линейно в виде прерывистой цепочки, реконструируются по сгущениям на отдельных участках субвулканических тел кварцевых кератофиров, подстилающих эксплозивные брекчии и обладающих брекчиевиднотакситовыми структурами (Ломизе, 1969; Беридзе, 1973).

Начиная с домера, геосинклинальный бассейн южного склона Большого Кавказа интенсивно прогибается, что выражается накоплением мощных и однородных глинисто-сланцевых толщ. При общем растяжении в осевой зоне бассейна, под которой земная кора, вероятно, характеризовалась менее мощным гранитно-метаморфическим слоем, раскрываются глубинные разломы, доставляя на дно бассейна толеитовую базальтовую магму с образованием спилит-диабазовой формации.

В заключение небезынтересно проследить дальнейшую историю вулканизма рассматриваемого региона на протяжении аален-байоса.

В центральных частях геосинклинали, в пределах Казбегско-Лагодехской зоны в аален-байосе вновь возобновляются трещинные излияния базальтоидов (район Чаухского массива, истоки р. Пшавской Арагви, г. Шакриани). По наблюдениям ряда исследователей установлено преимущественное развитие в этих районах собственно эффузивной субфации в виде спилитовых шаровых и подушечных лав, сопровождающейся диабазовыми породами субвулканической фации. Несмотря на трещинный характер излияний аален-байосских базальтоидов, по линзовидной, иногда приближающейся к изометричной форме выходов они проявляют сходство с щитовидными вулканами, характерными для трещинного вулканизма контрастных формаций (Фролова, 1973).

Иная картина наблюдается в пределах Гагрско-Джавской зоны, где в тоар-аалене начинаются слабые извержения базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов, перерастая в байосе в мощный порфиритовый вулканизм со свойственной высокой эксплозивностью и многовыходными хаотически расположенными вулканическими центрами. Одновременно в центральных частях геосинклинали развивается силловая и дайковая фации этого вулканизма, представленные спилитовыми и нормальными диабазами, соответствующими альбитовым и лабрадорным породам порфиритовой серии (Дзоценидзе, 1948).

Таким образом, ясно вырисовывается связь домер-раннетоарского и аален-байосского базальтоидного вулканизма с центральными зонами геосинклинали южного склона. Порфиритовый же вулканизм, имея своих маломощных представителей еще в тоаре, ограничивается пределами Гагрско-Джавской зоны, продолжаясь, по мнению ряда исследователей (Хайн, 1959; Дзоценидзе, 1966; Ломизе, Суханов, 1974), через Дзырульский и Локский массивы в Сомхитско-Агдамскую зону.

ЛИТЕРАТУРА

- Батти М. Х.** Щелочной метасоматоз и петрология некоторых новозеландских кератофиров.—Проблемы палеовулканизма. М., 1963.
- Беридзе М. А.** К литологии юрской песчано-сланцевой серии Горной Рачи.—Сообщ. АН ГрузССР, 10, 3, 1965.
- Беридзе М. А.** Раннеюрский спилит-кварц-кератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование кластических осадков.—Вопросы геохимии и петрологии.—Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, Тбилиси, 1973.
- Гамкрелидзе П. Д.** Основные черты тектонического строения Кавказа.—Геотектоника, 1966, № 3.
- Дзоценидзе Г. С.** Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С.** О вулканических формациях Грузии.—Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
- Дзоценидзе Г. С.** Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей.—Геотектоника, 1966, № 3.
- Дзоценидзе Г. С.** Кислые породы в вулканизме доорогенной стадии геосинклиналей. Симпозиум по кислому вулканизму. XV генеральная ассамблея МГГС СССР. М., 1971.
- Иванов С. Н.** О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций и их металлогении.—Труды II Уральского петрограф. совещ., III. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
- Ломизе М. Г.** Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., 1969.
- Ломизе М. Г., Сомин М. Л.** О ранних проявлениях юрского вулканизма на северо-западном Кавказе.—Вестн. МГУ, Сер. IV. Геология. 1962, № 6.
- Ломизе М. Г., Суханов М. К.** Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты.—Вестн. Моск. ун-та, 1974, № 2.
- Петрова М. А., Рогов В. И., Бурикова И. А.** Гналокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья.—Вулканизм Южного Урала.—Тр. Ильменского заповедника, вып. 12. Свердловск, 1974.
- Пруидзе М. П.** Магматизм Заалазанской Кахетии (северо-восточная Грузия).—Тр. Кавказ. ин-та минер. сырья, 1975.
- Ритман А.** Вулканы и их деятельность М., 1964.
- Фролова Т. М.** Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа.—Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973.
- Хаин В. Е.** Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы.—Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
- Хворова И. В.** О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.—Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4.
- Штейнберг Д. С.** Базальтоидный магматизм Урала.—Труды II Уральского петрограф. совещ. III (Базальтоидный магматизм и его металлогения). Свердловск, 1969.
- Эрлих Э. Н., Мелекसेцев И. В.** Четвертичный кислый вулканизм западной части тихоокеанского кольца. Кислый вулканизм. Новосибирск, 1973.

Р. Т. Джрбашян, О. П. Гуюмджян, Р. Н. Таян

ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА МАЛОГО КАВКАЗА

Альпийский этап геотектонического развития Малого Кавказа характеризуется новой активизацией тектонических и вулканических процессов и формированием на гетерогенном герцинском фундаменте наложенных прогибов с геосинклинальным режимом развития (Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Паффенгольц, 1959; Хаин, 1970).

Начиная с юры, в связи с раскалыванием северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы (Белов, 1968) отделяется крупный блок, в пределах которого формируется Сомхето-Кафанский геосинклинальный прогиб с интенсивно проявленным мезозойским вулканизмом андезитовой, базальт-андезитовой и липаритовой формаций.

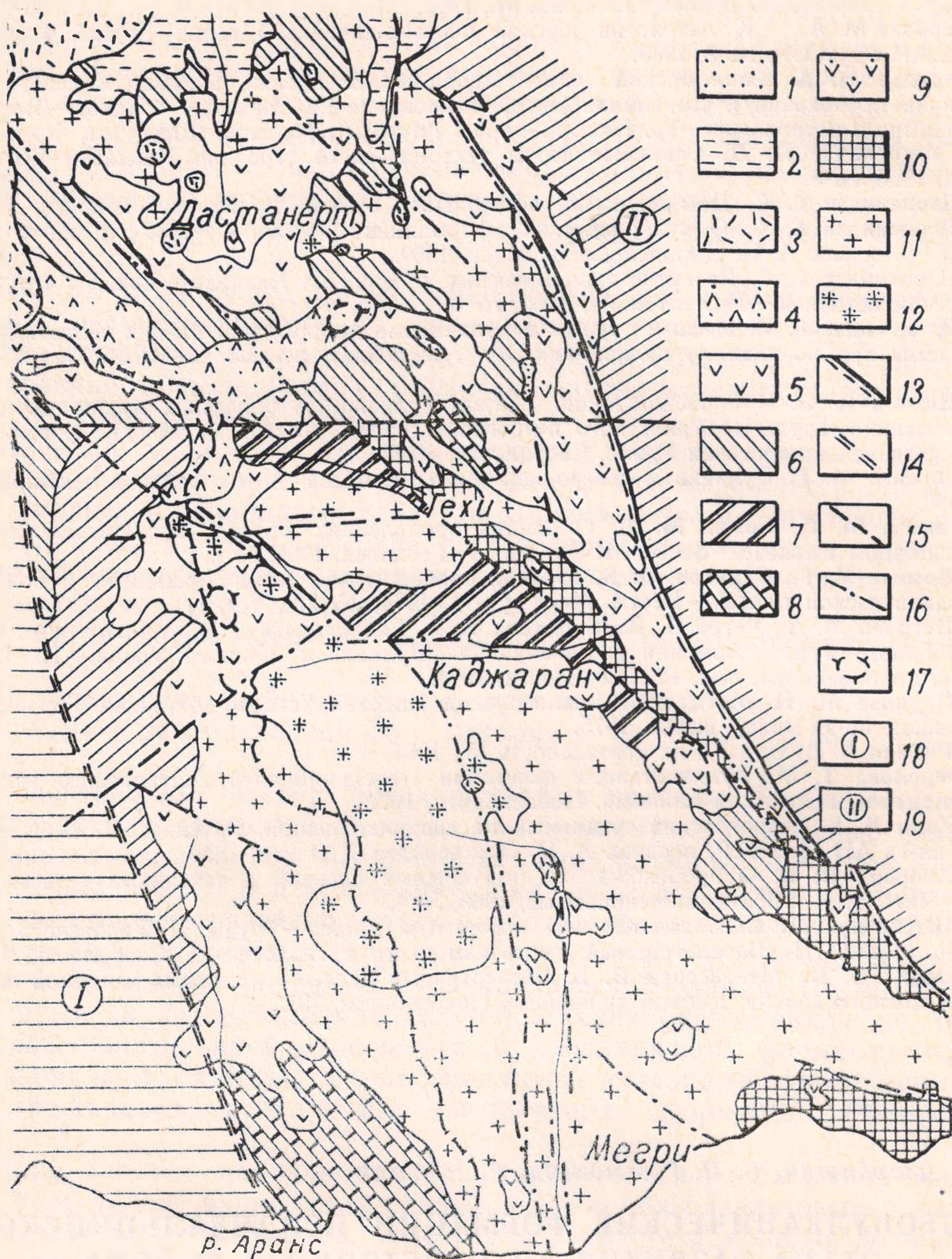


Рис. 1. Схематическая геологическая карта вулканических комплексов Зангезурского блока (юго-восточный склон Малого Кавказа).

1 — базальты (четвертичные); 2 — верхний плиоцен: сиснанская свита диатомитовая; 3 — средний плиоцен: салвардский комплекс (базальты, андезиты, дациты, липарито-дациты и их брекчии); 4 — верхний эоцен: гехакарский комплекс (оливиновые базальты, трахиандезиты, липариты и их брекчии); 5 — средний эоцен: капутджухский комплекс (базальты, андезит-базальты и их брекчии); 6 — средний эоцен; капутджухский комплекс — даличайская свита (песчаники, туфопесчаники, алевролиты); 7 — нижний эоцен: пирамсарский комплекс (флишонд: кремнистые алевролиты, известняки, песчаники и т. д.); 8 — верхний мел: известняки, глинистые известняки, мергели; 9 — нижний мел: окузаратская свита (базальты, андезиты, дациты и их туфы); 10 — кембрий — верхний протерозой, метаморфический комплекс (филлиты, сланцы, амфиболиты, кварциты). Интрузивные комплексы: 11 — олигоцен: габбро, оливиниты, диориты, гранодиориты, монциониты, сиениты, щелочные сиениты; 12 — нижний миоцен: порфиоровидные гранодиориты, граниты; 13 — границы блоков I порядка; 14 — границы блоков II порядка; 15 — границы блоков III порядка; 16 — границы блоков IV порядка; 17 — центры вулканической активности; 18 — Нахичеванский блок; 19 — Кафанский блок.

Зангезурский блок (совместно с Нахичеванским) вовлекается в процессы прогибания, начиная с верхов нижнего мела, сопровождающиеся формированием мощных карбонатных и терригенных формаций. Дальнейшее раздробление его по близмеридиональной Ордубад-Салвардской разрывной структуре в среднем эоцене приводит к формированию двух относительно самостоятельных блоков (прогибов) — Зангезурского и Нахичеванского, отличающихся историей геотектонического развития. На всем протяжении геологической истории, включая и орогенный этап дочетвертичного периода, исследуемый Зангезурский блок имел устойчивую тенденцию относительного воздымания с интенсивно проявленным вулканизмом и своеобразными чертами его эволюции.

Рассматриваемые нами третичные палеовулканические формации Зангезурского блока юго-восточного склона Малого Кавказа охватывают собственно геосинклинальный и орогенный подэтапы геотектонического развития территории Малого Кавказа (Джрбашян и др., 1972). Формирование их происходит на фоне возрастающей жесткости земной коры и прогрессирующей тенденции блокового дробления области, что обусловило сложность, специфику и разнообразие характера проявления вулканизма и его формационную принадлежность.

Зангезурский блок может быть рассмотрен как крупная структура порядка «очаговых блоков» в понимании М. А. Фаворской (1969). Он характеризуется широким развитием эффузивных и интрузивных комплексов третичного возраста. В частности, в его пределах обнажается наиболее крупный на Малом Кавказе сложнопостроенный Мегринский плутон.

С северо-востока Гиратахским, а с юго-запада Ордубад-Салвардским глубинным разломами Зангезурский блок отделяется соответственно от мезозойского — Кафанского и верхнетретичного — Нахичеванского блоков. В то же время более мелкими разломами он разделен на блоки второго порядка, отличающиеся историей геологического развития и характером проявления вулканизма (рис. 1).

Третичные вулканические и вулканогенно-осадочные образования Зангезурского блока нами подразделяются на четыре относительно самостоятельных комплекса. Одновозрастные интрузивные комплексы, сформировавшиеся в пределах изученного блока, в настоящей статье не рассмотрены.

Пирамсарский комплекс распространен в пределах наиболее приподнятых присводовых блоков (второго порядка) в обрамлении Мегринского плутона. В состав комплекса входят тонкослоистые терригенно-осадочные флишеподобные отложения пирамсарской свиты нижнего эоцена (?).

Капутджухский комплекс объединяет вулканогенно-осадочные отложения (даличайская свита) среднего эоцена и одновозрастные вулканические образования базальт-андезитового состава (капутджуйская свита) андезитовой формации.

Описываемый среднеэоценовый комплекс обнажается в блоках, ступенчато опущенных к периферии по отношению к вышеотмеченным блокам. Комплекс характеризуется широким развитием, наряду с эффузивными, экструзивных и субвулканических фаций, среди которых выделяются образования типа «магматических брекчий».

Породы принадлежат известково-щелочной ассоциации с несколько повышенной глиноземистостью (Na/K 3,7—6,3; $\text{Mg}^{-100}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ 52,1—63,0; $\text{Ti}^{-100}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ 9,0—12,0; $\text{Al} + (\text{Na} + \text{K})$ 21,0—24,0; Q —6,1 до 1,5 по А.Н. Заварицкому).

Средние химические составы вулканических пород Зангезурского блока

Компоненты	II комплекс						III комплекс			IV комплекс	
	Известково-щелочная серия			Субщелочная серия			Известково-щелочная серия				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	47,14	53,52	58,14	48,69	52,69	56,06	47,71	54,49	57,59	49,64	54,85
TiO ₂	0,90	0,73	0,48	1,04	1,01	0,80	0,61	0,22	0,63	0,84	0,85
Al ₂ O ₃	19,31	18,21	17,12	19,08	18,62	17,56	19,36	18,09	16,52	18,66	19,48
Fe ₂ O ₃	4,99	4,22	3,74	5,73	4,29	4,06	4,62	5,03	5,46	5,15	3,30
FeO	6,13	4,99	3,74	4,49	4,59	3,60	5,66	3,33	3,12	3,02	2,51
MnO	0,24	0,20	0,13	0,35	0,15	0,13	0,18	0,15	0,11	0,21	0,23
CaO	10,01	7,22	5,18	8,55	6,81	4,87	8,99	7,63	6,93	10,64	8,13
MgO	5,66	4,09	3,29	5,14	2,95	2,85	4,36	2,10	2,33	2,64	2,84
Na ₂ O	2,42	3,91	3,80	2,61	3,56	3,80	2,78	3,00	3,56	3,20	3,05
K ₂ O	0,70	1,38	1,80	2,51	3,09	4,16	0,76	2,37	1,81	0,50	2,02
Кол-во анал.	24	14	6	4	7	3	2	2	2	2	2

Нормативный состав (метод SiPW)

Q	0,1	2,7	12,1	—	1,3	3,7	1,8	10,0	13,9	6,7	9,1	
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Or	3,9	8,4	10,6	15,0	18,9	25,0	4,6	14,5	11,1	2,8	11,7	
Ab	20,5	33,0	32,0	22,0	30,9	33,0	24,6	26,2	30,9	28,8	25,7	
An	36,8	27,8	10,6	32,8	26,1	18,9	40,3	30,0	24,2	37,0	33,7	
Di	Wo	4,1	3,3	0,5	4,1	3,6	2,3	2,8	3,8	4,5	7,9	2,7
	Fs	0,9	1,1	0,1	0,5	0,8	0,5	0,9	0,9	0,4	—	0,4
	En	2,8	2,0	0,4	3,1	2,5	1,6	1,8	2,6	3,6	6,8	2,0
Hy	Fs	5,1	5,3	3,2	0,8	2,4	1,7	5,4	1,1	—	0,3	0,4
	en	11,2	8,2	7,9	5,5	4,9	5,6	9,7	2,9	1,9	0,1	5,0
Ol	Fo	—	—	—	3,8	—	—	—	—	—	—	—
	Fa	—	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
Ap	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Il	1,7	1,4	0,9	2,0	1,9	1,5	1,2	0,5	1,2	1,7	1,7	
Mt	7,2	6,0	5,3	8,3	6,5	6,0	6,9	7,6	7,9	7,9	4,9	
Nm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

1 — базальт, 2 — андезит-базальт, 3 — андезит, 4 — трахибазальт, 5 — трахиандезит-базальт, 6 — трахиандезит, 7 — базальт, 8 — андезит-базальт, 9 — андезит, 10 — базальт, 11 — андезит-базальт.

Наряду с вышеописанной, в составе комплекса выделяется субщелочная ассоциация (Na/K 2,0—2,2; $Mg^{-100}/Fe^{2+} + Mg$ 57,6—63,6; $Ti^{-100}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ 10,5—15,0; $Al + (Na + K)$ 25,0—27,0; Q —8,7 до —3,9).

Гехакарский комплекс включает верхнеэоцен-олигоценые вулканические и вулканогенно-осадочные образования по Баргушатскому хребту в пределах относительно опущенного блока близширотного простирания. Вулканические образования комплекса принадлежат базальт-трахиандезитовой формации.

Породы комплекса характеризуются рядом параметров (индекс Куно $Si = 13,3$ при $CaO = (Na_2O + K_2O) = 5,4$; Na/K 2,7—5,0; $Mg^{-100}/Fe^{2+} + Mg$ 50,3—61,6; $Ti^{-100}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ 7,0—10,0; $Al + (Na + K)$ 19,0—23,5; $Q + 4,5$ до $+4,4$)

Салвардский комплекс формируется в наиболее опущенных мио-плиоценовых блоках в крайней северо-западной части региона, подчеркивая тенденцию миграции вулканической активности с юга на север. Выделенные в комплексе вулканические образования принадлежат андезит-дацитовой формации.

Петрохимические особенности описываемых пород ($Na/K \sim 2,7$; $Mg^{-100}/Fe^{2+} + Mg$ 61,0—73,0; $Ti^{-100}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ 17,6—22,0; $Al + (Na + K)$ 22,0—25,0; $Q + 0,4$ до $+5,6$) также указывают на принадлежность основных членов комплекса к известково-щелочным ассоциациям толеитовых серий. И уже в заключительные стадии по различным системам нарушений одновременно развиваются контрастные серии лав базальтового и дацит-липаритового составов.

Особенности химизма вулканитов, слагающих выделенные комплексы, и их детальный петрохимический анализ в настоящей статье не даются. Однако даже самое общее сравнение и рассчитанные характеристики основных членов выделенных серий: насыщенность кремнеземом, относительно высокие содержания глинозема, а иногда и калия, пониженные содержания магния, железа и титана (см. табл.), отчетливо порфиновые структуры, приближают их ко второй группе последовательно дифференцированных (базальт-андезит-базальтовых и базальт-трахи-базальтовых) формаций, производных от толеитовой базальтовой магмы (Масайтис и др., 1974).

С другой стороны, некоторая тектоническая стабильность Зангезурского блока в альпийском этапе развития наложила отпечаток и на особенности химизма вулканитов. В результате, описываемые вулканические серии (в своей основной ветви) несут некоторые черты сходства с вулканитами устойчивых областей — «порфировыми базальтами центрального типа» о. Малл и др. (Тернер, Ферхуген, 1964).

Базальты и андезито-базальты описанных вулканических серий всех комплексов на диаграммах нормативного состава (рис. 2) размещаются в пределах поля $Q-Nu-Di$, т. е. относятся преимущественно к кварцевым толеитам. На диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (рис. 3) фигуративные точки этих пород ложатся в поле толеитовой серии, часто приближаясь к границе их раздела со щелочными базальтами (по Макдональду и Кацуре, 1964). В то же время внутри капутджухского комплекса отчетливо выделяется субщелочная ассоциация экструзивов и лав, попадающая в поле щелочного базальта.

Изучение третичных палеовулканических формаций Зангезурского блока и их взаимоотношений с вулканогенно-осадочными и осадочными

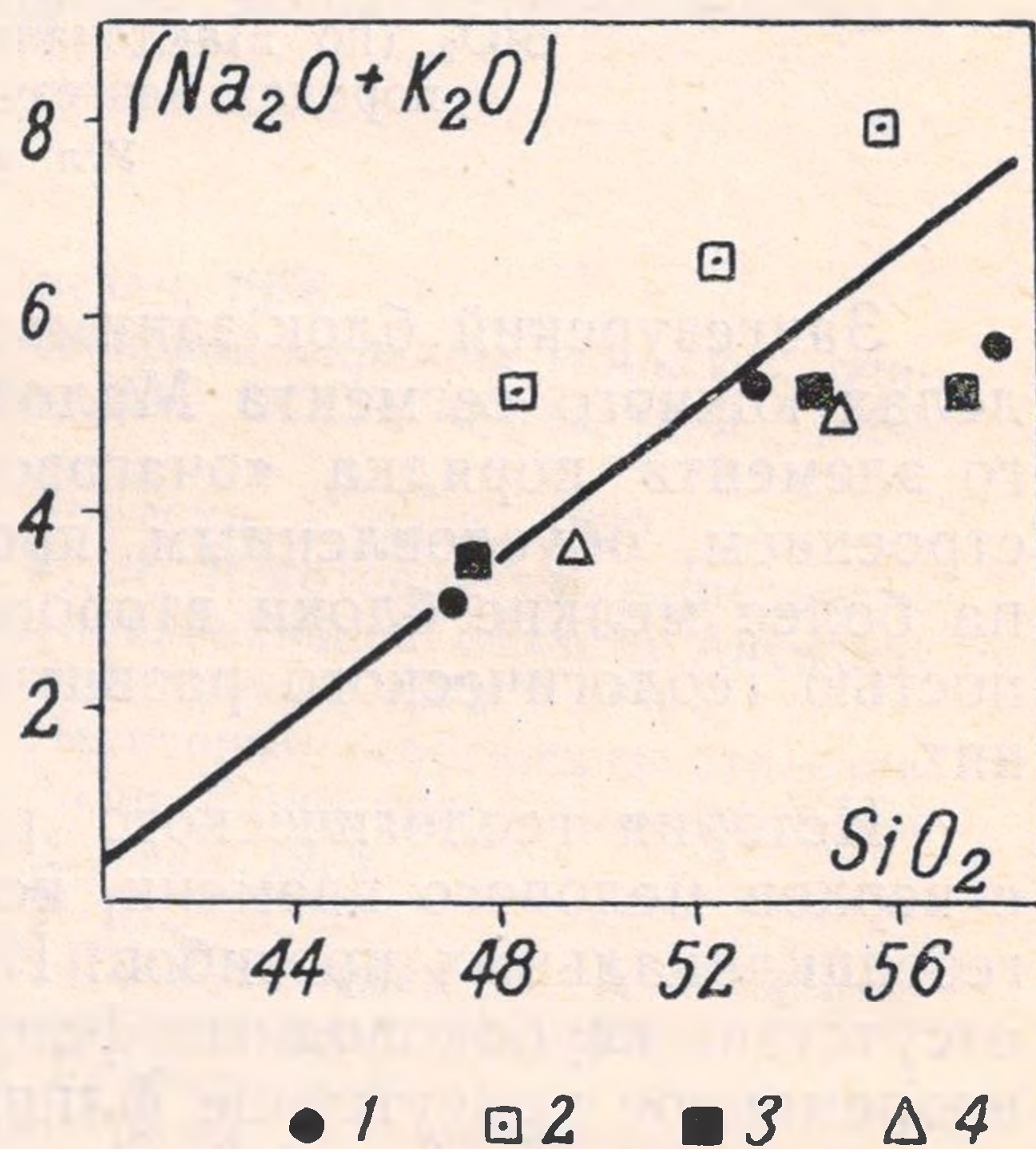


Рис. 2. Нормативный состав основных и средних членов толеитовой серии вулканических комплексов Зангезура.

1 — капутджухский комплекс (известково-щелочная серия); 2 — капутджухский комплекс (субщелочная серия); 3 — гехакарский комплекс; 4 — салвардский комплекс.

формациями позволило нам высказать некоторые соображения о специфике геотектонического развития области и характере проявления кайнозойского вулканизма.

С началом альпийского тектогенеза в пределах южного сегмента Малого Кавказа обособляется и испытывает интенсивное погружение в Юрское время Сомхето-Кафанский блок, тогда как соседний единый Зангезур-Нахичеванский блок продолжает оставаться областью поднятия в составе Иранской эпибайкальской субплатформы. Неоднородность геологического строения данной области проявляется с верхнего мела и уже отчетливо вырисовывается со среднего эоцена, подчеркивая существование двух относительно самостоятельных блоков — Зангезурского и Нахичеванского.

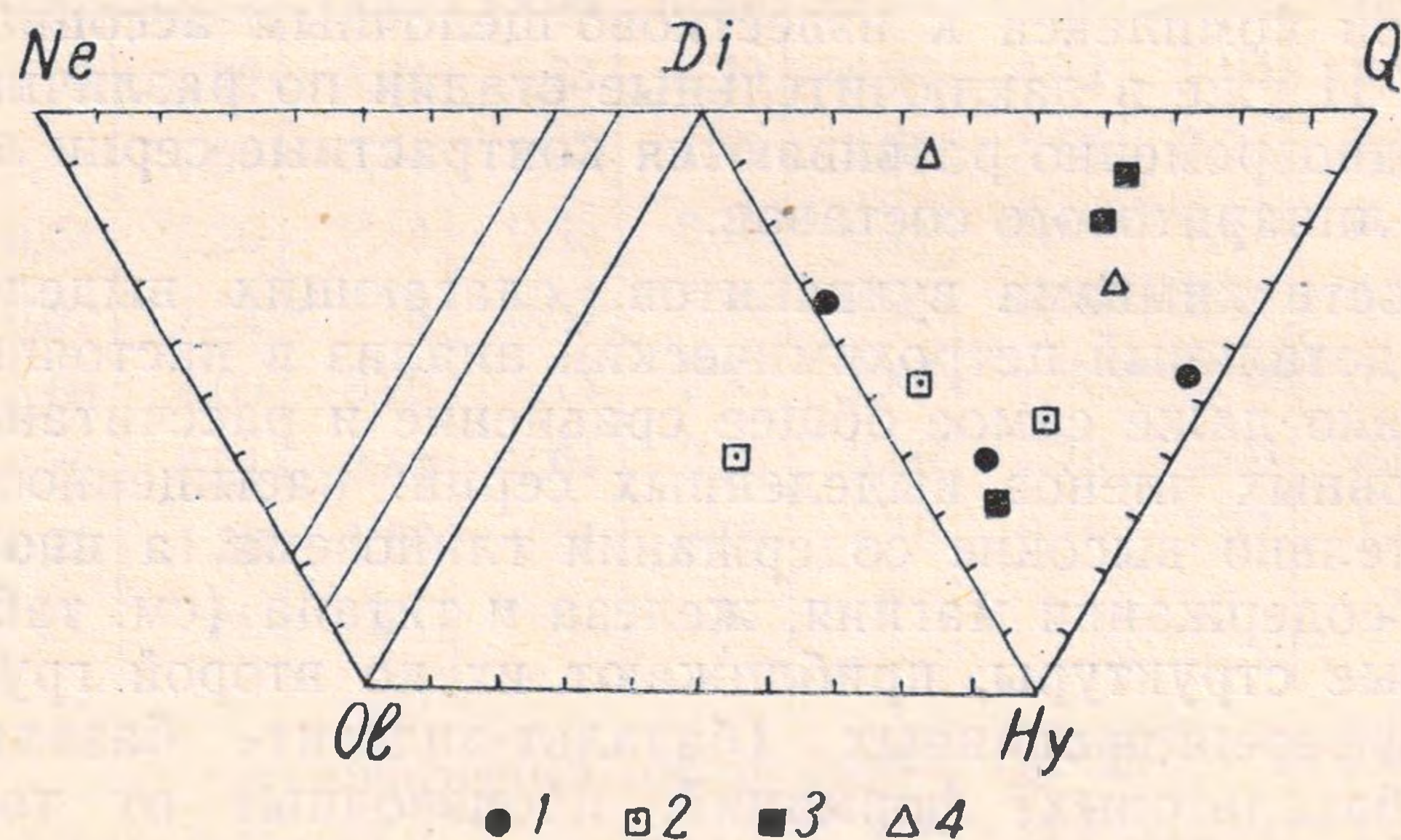


Рис. 3. Диаграмма зависимости $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ от SiO_2 (по Макдональду и Кацуре) в вулканических породах Зангезура.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Зангезурский блок занимает внутреннее, сводовое положение в пределах южного сегмента Малого Кавказа в виде крупного структурного элемента порядка «очагового блока» со сложным гетерогенным строением, обусловленным прогрессирующим дроблением территории на более мелкие блоки второго порядка с определенной самостоятельностью геологического развития и вулканизма в пределах каждого из них.

История геологического развития Зангезурского блока, начиная с верхов мелового времени, несколько отлична от развития типичных геосинклинальных прогибов. Из таких особенностей можно указать на отсутствие глубоководных фаций осадочных и терригенных пород и одновременное присутствие флишоидных фаций в основании разреза, на отсутствие отчетливого переслаивания в разрезе осадочных и вулканических формаций, на отсутствие инициального спилит-диабазового вулканизма и офиолитового магматизма и наличие постскладчатого базальтоидного вулканизма и др.

По-видимому, специфические особенности геологического строения и вулканизма Зангезурского блока обусловлены его относительно устойчивым положением в зоне разломов глубокого заложения и сочетанием ряда признаков, характерных одновременно для устойчивых областей и для участков геосинклинального прогибания. К таковым могут быть отнесены: 1) тенденция к компенсированному прогибанию и осадконакоплению в раннем и среднем палеогене на фоне слабых колебательных движений и нарастающей жесткости фундамента; 2) отсутствие связи мощного базальтового вулканизма среднего и позднего палеогена

с историей геосинклинального прогибания области. Вулканическая активность скорее соответствует времени складчатости и замыкания прогиба и контролируется глубокими разрывными структурами северо-западного и близширотного простираний; 3) особенности химического состава и структур основных членов вулканических серий.

Отличительной особенностью вулканизма Зангезурского блока является ограниченное развитие пирокластических фаций и наряду с этим широкое развитие собственно лавовых и особенно экструзивных субвулканических фаций в виде даек, штоков и крупных вулканических интрузивов сложной морфологии и внутреннего строения.

Соотношения, наблюдаемые между пирокластическими, излившимися и интрузивными породами в пределах Зангезурского блока, позволяют рассматривать его как пример корневых зон верхнего интеркрусального яруса по классификации И. В. Лучицкого (1971).

Формирование близких по составу вулканических серий основного и среднего состава приурочено к моментам наибольших тектонических напряжений в среднем и верхнем эоцене, а также в мио-плиоцене. При этом становление мио-плиоценового комплекса по времени совпадает с активизацией Айоцзорского блока, примыкающего к Зангезурскому с северо-запада.

Особенности вещественного состава и химизма выделенных вулканических комплексов Зангезурского блока юго-восточного склона Малого Кавказа, сформировавшихся в позднегеосинклинальный — орогенный этапы его развития, позволяют объединить их в базальт-андезитовые и базальт-трахиандезитовые формации и отнести к известково-щелочным и субщелочным ассоциациям насыщенных кремнеземом толеитовых магм, характерных для участков земной коры с океаническим типом развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпикавказской субплатформы на Малом Кавказе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 10.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
- Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма Альпийской геосинклинальной области Антикавказья (АрмССР).— Магматизм и металлогения АрмССР. Ереван, 1972.
- Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенно-осадочных толщ Зангезура (юго-восточная часть АрмССР).— Вулканизм и металлогения АрмССР. Ереван, 1976.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., 1971.
- Масайтис В. Л., Остроумова А. С., Розинов М. И., Румянцева Н. А. Главные типы базальтовых формаций.— Проблемы магматических формаций, М., 1974.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. МГУ, 1970, № 2.

*Р. Н. Абдуллаев, Р. К. Гасанов,
Г. В. Мустафаев, М. А. Мустафаев*

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

В геотектоническом развитии Малого Кавказа основная роль отводится альпийской складчатости. Структуры, формировавшиеся в альпийском тектоно-магматическом цикле, закладывались и развивались

на жестком гетерогенном фундаменте герцинского и байкальского основания, раздробленного продольными (северо-западными) и поперечными разломами глубокого заложения. Блоковое строение доальпийского фундамента сыграло решающую роль в размещении, механизме и интенсивности проявления магматизма в пространстве и во времени.

Одной из крупных структурно-формационных зон Азербайджана, сформировавшейся в альпийском тектоно-магматическом цикле, где можно проследить последовательно эволюцию геосинклинального вулканизма, является северо-восточная часть Малого Кавказа, соответствующая Сомхето-Агдамской зоне (рис. 1).

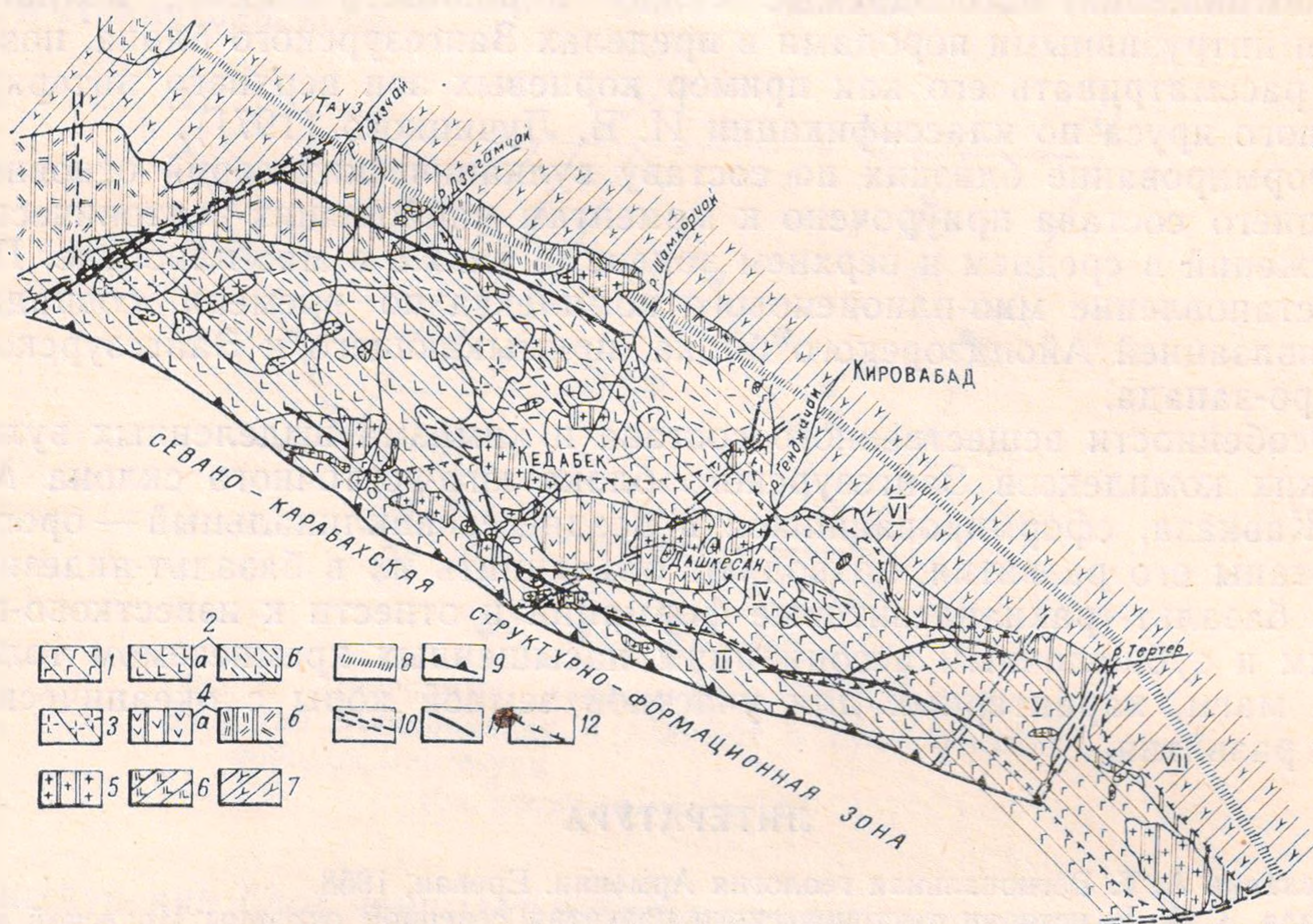


Рис. 1. Карта магматических формаций северо-восточной части Малого Кавказа

Ранняя стадия: 1. Батская андезит-базальтовая формация. 2. Байосская андезит-базальт-липаритовая формация: а) раннебайосская андезит-базальтовая субформация; б) позднебайосская липаритовая субформация. 3. Позднебайосская плагиогранитовая формация.

Средняя стадия: 4. Позднеюрская базальт-андезит-дацитовая формация: а) позднеюрская андезит-базальтовая субформация, б) позднеюрская андезит-дацитовая субформация. 5. Позднеюрско-раннемеловая габбро-диорит-гранодиоритовая формация.

Поздняя стадия: 6. Палеогеновая трахиандезит-базальтовая формация. 7. Поздне-меловая базальт-андезит-дацит-липаритовая формация. 8. Предмалокавказский глубинный разлом. 9. Межзональный надвиг (Мровдагский). 10. Поперечные зоны разлома. 11. Прочие разрывы (сбросы, взбросы). 12. Границы структур.

Антиклинории: I—Шамхорский, III—Мровдагский, V—Агдамский.

Синклинории: II—Казахский, IV—Дашкесанский, VI—Агджакендский, VII—Мардакертский.

В альпийском тектоно-магматическом цикле развития Сомхето-Агдамской зоны выделяется два этапа: ранне- и позднеальпийский. Раннеальпийский этап охватывает раннюю (ранняя и средняя юра) и среднюю (поздняя юра — ранний мел), а позднеальпийский — позднегеосинклинальную (поздний мел — палеоген) стадии.

Раннегеосинклинальная стадия развития зоны характеризуется заложением прогибов в ранней юре. Однако отдельные блоки вовлекались в прогибание относительно медленно, в связи с чем вулканизм в раннем байосе протекал, с одной стороны, в условиях небольших глубин, с другой — вулканических островов с преимущественным извержением эксплозивного материала андезит-базальтового состава. В позднем байосе происходит первая частичная инверсия, с которой связано извержение кислой магмы, обусловившей формирование вулкано-плу-

тонической ассоциации, представленной эффузивной и субвулканической серией плагиолипаритовых порфиров и малоглубинными плагиогранитовыми интрузивами. В бате, в результате дальнейшего прогибания, вулканизм протекал преимущественно в подводных условиях. Значительные растяжения прогибов и активизация продольных глубинных разломов обусловили мощное извержение слабо дифференцированных продуктов основного состава, слагающих андезито-базальтовую формацию. Центры извержений раннегеосинклинального этапа развития были сосредоточены преимущественно вдоль обрамлений развивающихся прогибов.

Средняя стадия (поздняя юра — ранний мел) характеризуется перестройкой структурного плана зоны, обусловленного различным характером движений, где наряду с областями продолжающегося прогибания (Дашкесанский, Агджакендский и другие прогибы) возникли участки с устойчивыми восходящими движениями (частные инверсии). В тесной связи с вертикальными движениями наблюдается латеральная изменчивость состава пород, заключающаяся в приуроченности к прогибам вулканитов основного, а к поднятиям — средне-кислого состава. В средней стадии развития зоны образовались относительно крупные вулканические сооружения центрального, реже трещинного типов, с которыми связано формирование мощного горизонта лавово-пирокластических образований и субвулканических тел. Относительно позднее происходило формирование многочисленных гипабиссальных комагматичных гранитоидных интрузивов. Некоторые из них достоверно могут быть выделены как «корни» глубоко эродированных палеовулканов. Центры извержений были сосредоточены главным образом вдоль обрамлений поднятий (Шамхорского, Мровдагского, Агдамского), причем в расположении немаловажную роль наряду с продольными играли также поперечные блокоограничивающие разломы. В связи с интенсивной декомпенсацией прогибов извержение протекало преимущественно в наземных условиях при высоком эксплозивном коэффициенте.

Со средней стадией связано формирование дифференцированной базальт-андезит-дацитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций.

Позднегеосинклинальная стадия развития зоны связана с дальнейшей перестройкой тектонического плана, обусловленного интенсивным дроблением доальпийского субстрата, расчленением единого геосинклинального бассейна, заложением и развитием на юрском структурном этаже наложенных поперечных прогибов (Казахского, Агджакендского, Мардакертского). Одновременно намечается тенденция к возникновению устойчивых консолидированных участков. Вулканизм протекал в основном в наземных, реже — мелководных условиях, большей частью из аппаратов центрального типа, расположенных вдоль северо-восточных обрамлений структур. В позднем мелу извержение протекало от сеномана до раннего кампана, достигнув наибольшей интенсивности в коньяк-сантонское время, когда формировалась последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация. В палеогене (среднем эоцене) в незначительных масштабах извергались породы субщелочного ряда, слагающие трахиандезит-базальтовую формацию.

Некоторые петрологические особенности формаций и характерные черты эволюции магмы

Для изучения особенностей химизма магматических формаций было использовано 386 полных химических анализов как по материалам авторов, так и литературным источникам. С учетом процентных соотноше-

ний площадного развития пород были рассчитаны средние составы отдельных типов пород, а затем составы формаций соответствующих стадий геосинклинального развития зоны (см. табл.).

В ранней стадии формируется сложный комплекс вулканогенных образований, объединяющихся в андезит-базальт-липаритовую формацию, по содержанию кремнезема отчетливо выделяющихся в две группы. Исходя из генетической обособленности основного ряда пород в контрастных магматических формациях (Коптев-Дворников и др., 1963; Фролова, 1968, 1973 и др.) были

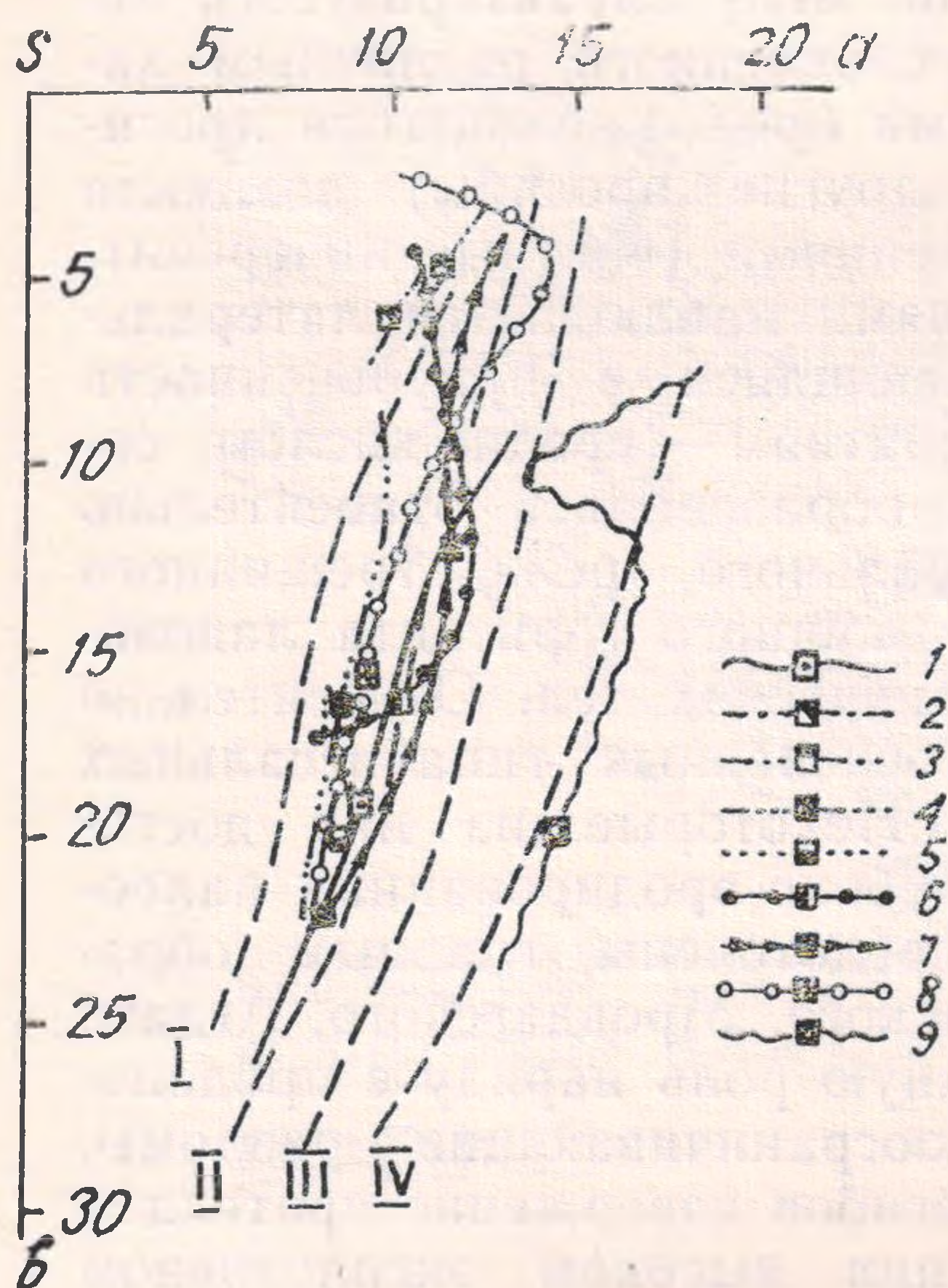


Рис. 2. Вариационные кривые средних химических составов пород магматических формаций геосинклинальной стадии развития северо-восточной части Малого Кавказа (квадраты соответствуют средним составам формаций и субформаций).

1—2 — андезит-базальт-липаритовая формация; 1 — раннебайосская андезитобазальтовая и 2 — позднебайосская липаритовая субформации; 3 — позднебайосская плагиогранитовая формация; 4 — батская андезитобазальтовая формация; 5—6 — базальт-андезит-дацитовая формация: 5 — позднеюрская андезитобазальтовая и 6 — позднеюрская андезитодацитовая субформации; 7 — позднеюрско-раннемеловая габбро-диорит-гранодиоритовая формация; 8 — позднемеловая базальтандезит-дацит-липаритовая формация; 9 — палеогеновая трахиандезитобазальтовая формация.
I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллустонского парка, IV — Этны.

Андезитобазальтовая формация бата характеризуется несколько меньшей дифференцированностью, чем андезитобазальтовая субформация байоса. Средний состав формации характеризуется несколько меньшим содержанием кремнезема и щелочей и относительно повышенным — глинозема. Вариационная кривая пород формации занимает промежуточное положение между линиями Пеле и Лассен-Пик. Значение сериального индекса Ритмана колеблется от 0,9 до 2,3 (в среднем 1,6). Они относятся к сильно выраженной тихоокеанской известково-щелоч-

ли вычислены средние составы субформаций. В основной ветви, слагающей андезитобазальтовую субформацию нижнего байоса, содержание кремнезема составляет в среднем 55,54%, в то время как в липаритовой субформации верхнего байоса — 70,27%. Вариационная линия средних составов пород андезитобазальтовой субформации расположена вдоль кривой пород Лассен-Пик (рис. 2). Породы липаритовой субформации образуют небольшой отрезок в верхней части кривой пород Пеле. В целом, вулканы рассматриваемой формации, согласно А. Ритману, принадлежат к сильной (андезитобазальтовая субформация, $\sigma = 1,3-1,7$) и предельно сильной (липаритовая субформация, $\sigma = 0,9$) группам известково-щелочного ряда тихоокеанского типа.

Большую идентичность с породами липаритовой субформации проявляют породы верхнебайосской плагиогранитовой формации. Небольшие отклонения связаны лишь с более высоким содержанием кремнезема и относительно низким — глинозема. Однако они обнаруживают большую близость по индексам Пикока, Куно, коэффициентам железистости и затвердения, сериальному индексу Ритмана и др. На вариационной диаграмме Заварицкого (рис. 2) кривые их средних составов располагаются рядом, отражая в целом общность петрохимических особенностей.

ной серии. Это подтверждается также значениями индексов Пикока ($K_{\text{П}}=59,3$) и Куно ($K_{\text{К}}=16,0$).

Формации средней стадии по отношению к формациям ранней характеризуются относительно высокой дифференцированностью. Средние составы пород базальт-андезит-дацитовый формации на диаграмме Заварицкого образуют два последовательных ряда. В целом для формации отмечается относительное увеличение роли щелочей, особенно в кислых разностях. С увеличением кремнезема возрастает отношение K_2O/Na_2O и значение коэффициента фракционирования (от 66 до 87%), уменьшается коэффициент затвердевания (от 27,4 до 6,2%). Серийный индекс Ритмана колеблется в пределах от 1,2 до 2,4, достигая наибольших значений в кислых разностях, что указывает на принадлежность их к известково-щелочному ряду. Коэффициенты Пикока и Куно показывают принадлежность пород андезито-базальтовой субформации к кальцевой ($K_{\text{П}}=61,0$; $K_{\text{К}}=14,3$ при $CaO=5,7$), а андезито-дацитовый — известково-щелочной ($K_{\text{П}}=56,5$; $K_{\text{К}}=20,9$ при $CaO=5,9$) сериям. Характер изменения коэффициента фракционирования пород андезито-базальтовой субформации соответствует толентовой ветви кристаллизации базальтовой магмы, а андезито-дацитовый — известково-щелочной.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация характеризуется последовательной дифференцированностью исходного расплава. Однако почти 90% объема всех пород приходится на кварцевые диориты и гранодиориты. Первые относительно «формационных» средних содержат несколько больше SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , Na_2O и меньше K_2O , TiO_2 . Гранодиориты, помимо этого, также отличаются несколько повышенным содержанием K_2O . Ход дифференциации исходной магмы габбро-диорит-гранодиоритовой формации соответствует известково-щелочному пути (рис. 2).

Формации поздней стадии развития геосинклинали характеризуются проявлением последовательно дифференцированных серий пород в позднем мелу и слабо дифференцированного субщелочного магматизма в палеогене.

Базальт-андезит-дацит-липаритовая формация сложена ассоциацией пород с широким диапазоном изменения их основности (SiO_2 47,63—75,99%). С возрастанием содержания кремнезема сначала постепенно увеличивается суммарное содержание щелочей, а затем приблизительно со значения $SiO_2=58\%$ практически оно остается неизменным. Однако роль калия в них по сравнению с формациями более ранних стадий относительно возрастает. Согласно индексам Пикока ($K_{\text{П}}=59,2$), Куно ($K_{\text{К}}=20,7$ при $CaO=5,2\%$) и Ритмана ($\sigma=0,8—2,4$), породы формации относятся к известково-щелочной серии. В них несколько увеличивается роль нормативного ортоклаза (до 20%) и впервые появляется оливин (от 0,5 до 1,5%).

Палеогеновая слабо дифференцированная субщелочная трахиандезито-базальтовая формация образует непрерывную серию пород от нормально насыщенных (преимущественно трахиандезиты) до слегка недосыщенных (трахибазальты) кремнеземом разностей, умеренно богатых щелочами. При незначительном колебании содержания окислов железа и магния в них с повышением кислотности уменьшается содержание окисей глинозема и кальция и повышается суммарное содержание щелочей (7,5—10,5%) при преимущественном преобладании калия над натрием. Отношение K_2O/Na_2O возрастает от 1,2 до 1,6%, при этом сумма алюмощелочных окислов, коэффициенты затвердевания, фракционирования и индексы Ритмана уменьшаются. По Пикоку ($K_{\text{П}}=48,5$) породы рассматриваемой формации относятся к субщелочной, а по

Средний химический состав магматических формаций геосинклинальной стадии развития северо-восточной части Малого Кавказа

Компоненты	Ранняя				Средняя			Поздняя		
	Андезит-базальт-липаритовая (16)		Плагиогранитовая (30)	Андезито-базальтовая (27)	Базальт-андезит-дацитовая			Габбро-диорит-гранодиоритовая (138)	Базальт-андезит-дацит-липаритовая (48)	Трахиандезит-базальтовая (19)
	Андезито-базальтовая (16)	Липаритовая (26)			Андезито-базальтовая (36)	Андезито-дацитовая (46)	Средний состав формации (82)			
			Нижний байос	Верхний байос				Бат	Поздняя юра	Поздняя юра ранний мел
SiO ₂	55,54	70,27	75,34	54,16	51,61	58,53	55,49	61,58	55,10	55,28
TiO ₂	0,26	0,15	0,35	0,40	0,61	0,56	0,58	0,31	0,64	0,58
Al ₂ O ₃	16,11	14,26	11,55	17,59	18,59	16,22	17,26	17,93	17,66	20,52
Fe ₂ O ₃	3,60	2,02	2,69	3,75	4,37	4,78	4,60	3,06	4,08	3,35
FeO	6,31	1,36	1,04	4,60	4,59	2,40	3,36	2,83	4,19	2,31
MnO	0,02	0,05	0,03	0,11	0,05	0,07	0,06	0,03	0,06	0,07
MgO	4,27	1,11	1,13	3,75	4,48	3,16	3,74	2,96	3,27	2,00
CaO	7,31	2,89	1,65	7,82	8,48	4,96	6,50	5,74	7,66	5,18
Na ₂ O	3,47	3,95	4,50	3,38	3,16	4,07	3,67	3,70	3,11	3,65
K ₂ O	0,53	0,94	1,20	0,63	0,71	1,23	1,00	1,95	1,21	5,16
SO ₃	0,08	0,20	0,01	0,12	0,27	0,10	0,17	0,15	0,14	0,24
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,08	0,07	0,12	—	0,05	0,07	0,02	—
H ₂ O	0,38	0,68	0,30	0,72	0,52	1,16	0,88	0,36	1,03	0,64
п. п. п.	2,27	2,24	—	2,48	2,65	2,33	2,47	0,80	2,28	1,61
Σ	100,17	100,14	99,87	99,58	100,21	99,57	99,83	100,57	100,45	100,59

Куно ($K_k=17,7$) — щелочной сериям. Серийный индекс Ритмана ($\sigma=5,1-9,6$) показывает их принадлежность к среднеземноморскому ряду со средним и слабым характером родственной группы. Нормативный состав пород характеризуется содержанием оливина (до 3,52), нефелина (до 6,89) и ортоклаза (до 36,17%).

Анализ петрохимических особенностей магматических формаций различных стадий геосинклинального развития позволяет наметить некоторые характерные черты их эволюции. Одна из них заключается в том, что от древних к молодым формациям последовательно появляются слабо дифференцированные, дифференцированные и последовательно дифференцированные серии, отражающие особенности тектонического режима каждой стадии геосинклинального развития. В целом в пределах стадий эволюции расплава характерен гомодромный путь кристаллизации.

Другая особенность — их натровая специфика. Однако от древних к молодым формациям постепенно увеличивается роль калия, а в палеогеновой трахиандезито-базальтовой формации K_2O в целом преобладает над Na_2O . В процессе эволюции они переходят от известковистых через известково-щелочные к субщелочным сериям. Наряду с этим увеличивается содержание алюмощелочных окислов, намечается возрастание коэффициента фракционирования, индексов Куно, Ритмана, уменьшение индекса Пиккока и коэффициента затвердевания. Все это говорит о том, что наряду с процессами дифференциации исходного расплава не-

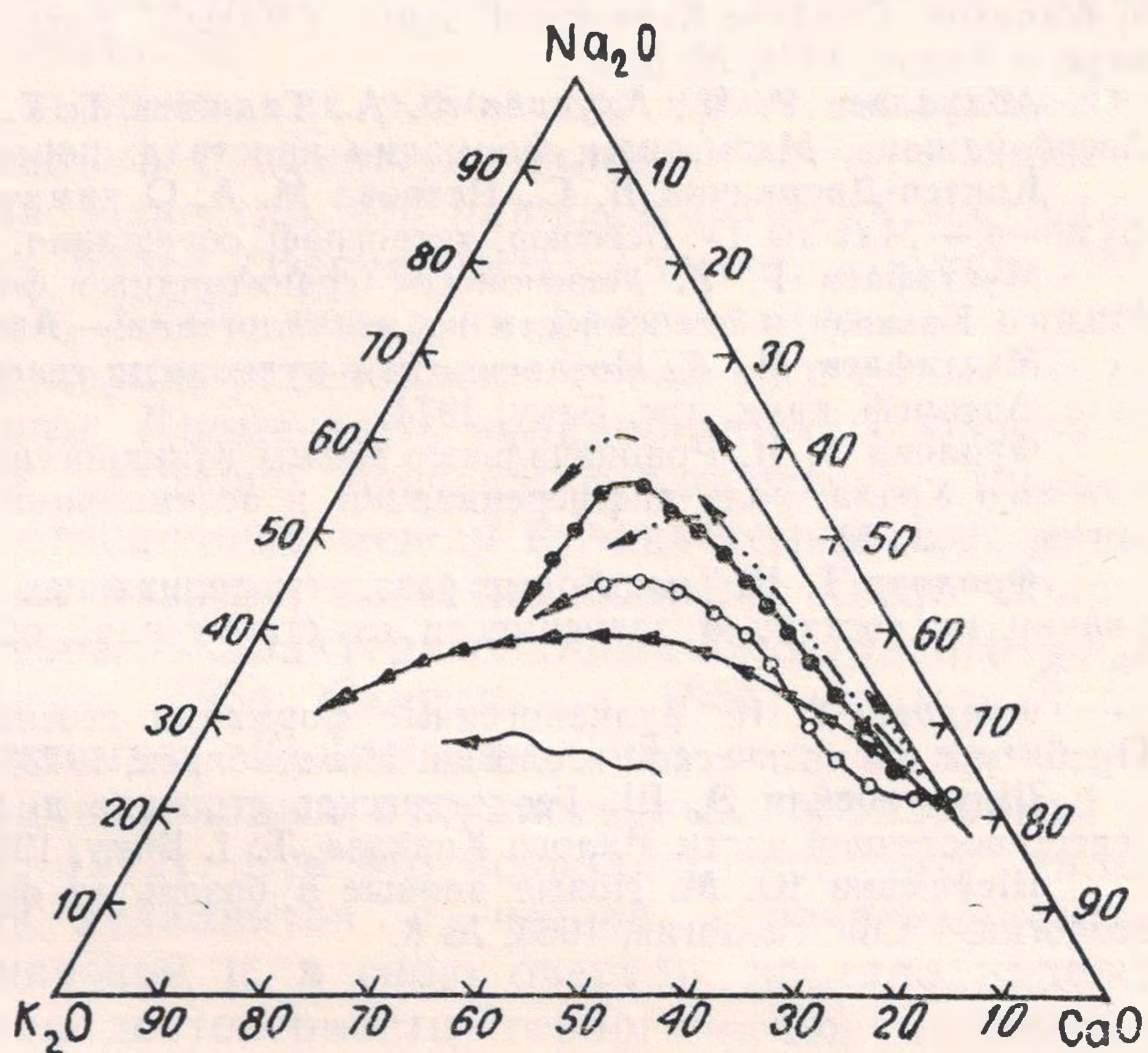


Рис. 3. Вариационная диаграмма Na_2O-K_2O-CaO составов пород магматических формаций.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

маловажную роль играли процессы ассимиляции, контаминации и палингенного плавления сиалического корового материала. Видимо, этим и объясняется принадлежность вычисленных средних составов формаций к андезито-базальтам, характеризующимся относительно повышенным содержанием кремнезема (54,16—55,54%, см. табл.). В качестве наиболее вероятного источника увеличения содержания кремнезема, по-видимому, следует признать ассимиляцию сиалического материала базальтовой магмой, несущей с собой высокий поток тепла. На такой факт их образования, помимо поведения вышеуказанных петрохимических параметров, указывают структурно-минералогические особенности пород формаций — появление интрателлурических вкрапленников плагиоклаза, пироксена, резорбированных зерен кварца и др. Таким образом, несмотря на относительно высокое содержание кремнезема и андезито-базальтовый состав формаций, состав исходной родоначальной магмы с большой вероятностью можно считать базальтовым. Эта магма была родоначальной для всех формаций. Последнее наглядно

иллюстрируется диаграммой $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис. 3), на которой отчетливо вырисовывается последовательность эволюции пород всех формаций, берущих начало из единого источника. Этот расплав, согласно коэффициентам Шейнманна ($K_{\text{III}}=18-28$), относится к высокоглиноземистым толеитовым базальтам (Фролова, 1972). Исключение составляет лишь субщелочная трахиандезито-базальтовая формация палеогена ($K_{\text{III}}=12$), отклоняющаяся к щелочной оливин-базальтовой серии. Формирование последних, вероятно, связано с поступлением новых порций магмы из более глубоких мантийных источников по «сквозькорovým» разломам в условиях начавшейся консолидации.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р. Н. Мезостойкий вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1963.

Абдуллаев Р. Н., Гасанов Р. К. Особенности химизма позднегеосинклинальных вулканитов Сомхето-Агдамской зоны (Малый Кавказ).— Изв. АН АзербСССР, сер. наук о Земле, 1974, № 3.

Абдуллаев Р. Н., Ахундов Ф. А., Гаджиев Т. Г. и др. Магматические формации Азербайджана. Магматизм, формации кристалл. пород и глубины Земли. 1972.

Коптев-Дворников В. С., Петрова М. А. О химической классификации кислых эффузивов.— Мат-лы IV Всесоюз. петрограф. совещания. Баку, 1969.

Мустафаев Г. В. Мезозойские гранитоидные формации северо-восточной части Малого Кавказа и особенности их металлогении.— Автореф. докт. дис. Баку, 1974.

Мустафаев М. А. Позднеюрский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Автореф. канд. дис. Баку, 1974.

Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании.— Сов. геология, 1968, № 11.

Фролова Т. И. Толентовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки.— Вестник МГУ, 1972, № 5.

Фролова Т. И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа.— Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития северо-восточной части Малого Кавказа. Т. I. Баку, 1964.

Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.— Сов. геология, 1965, № 8.

*А. М. Глевасская, Н. М. Дзоценидзе, Н. П. Михайлова,
В. Н. Цыкора, С. И. Кулошвили*

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА ЮЖНОЙ ГРУЗИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Среди методов палеовулканологических реконструкций особое место может занять палеомагнитный метод — один из немногих, позволяющих объективно анализировать развитие геологических событий во времени. Единственным критерием синхронности вулканитов в этом случае является состояние геомагнитного поля в период образования комплексов пород. Разрешающая способность метода определяется изменчивостью геомагнитного поля на протяжении изучаемого временного интервала. Геологические разрезы и карта, освещающие развитие вулканизма южной Грузии, построены с учетом этой новой геологической информации о состоянии и эволюции древнего магнитного поля Земли, которые зафиксированы магнитной памятью вулканогенных пород — их остаточной намагниченностью I_n° .

Метод исследования, названный авторами палеомагнитным картированием (Михайлова и др., 1973), разработан в Карпатском регионе. Методические приемы палеовулканонологических построений рассмотрены также в статье Н. П. Михайловой, А. М. Глевасской, В. Н. Цыкора «Некоторые черты орогенного вулканизма Карпат по данным палеомагнитного картирования» в настоящем сборнике. Отметим лишь, что главной единицей, выделяемой в разрезах и прослеживаемой по латерали, является палеомагнитный горизонт — комплекс пород близкого стратиграфического уровня, сформировавшихся при определенном состоянии геомагнитного поля — в период устойчивой прямой и обратной полярности или в условиях смены полярности (инверсии). При наличии данных о локальных изменениях интенсивности или направления геомагнитного поля, внутри палеомагнитных горизонтов могут выделяться уровни, отвечающие более детальным подразделениям эпизодов геомагнитной полярности. Фиксация таких уровней помогает установить индивидуальные особенности эпизодов и выделить маркирующие палеомагнитные горизонты.

Южная Грузия была выбрана как район для проверки возможностей изучения палеовулканизма с помощью палеомагнитного картирования по ряду соображений. Известно, что палеомагнитными исследованиями, проведенными здесь ранее (Векуа, 1961; Адамия, Храмов, 1963; Челишвили, Сараджишвили, 1969), показана палеомагнитная пригодность многих эффузивных пород, установлены среди них прямо- и обратно намагниченные группы. Кроме того, вулканогенные образования Южно-Грузинского района детально изучены геологически: имеются четкие представления о соотношениях между вулканогенными толщами и их месте в геологическом разрезе; известно большое число полных хорошо обнаженных разрезов, охарактеризованных биостратиграфическими данными (Гамкрелидзе, 1954; Схиртладзе, 1958; Адамия и др., 1961; Габуния, 1972; Дзоценидзе, Кулошвили, 1973 и др.), проведено радиологическое датирование молодых вулканогенных образований по К—Аг (Рубинштейн и др., 1972). Все это позволяло получить палеомагнитную характеристику вулканитов с четкой стратиграфической и геохронологической привязкой и, в свою очередь, вселяло надежду на возможность повышения достоверности геологической корреляции палеомагнитным методом. Вопросы же реконструкции палеовулканизма южной Грузии с использованием информации о палеомагнитных особенностях и магнитных параметрах вулканитов ранее не рассматривались.

Южно-Грузинское вулканическое нагорье составляет крайнюю северо-западную часть обширной области молодого вулканизма Малого Кавказа. В тектоническом отношении нагорье принадлежит Артвино-Болнисской глыбе (Схиртладзе, 1958; Гамкрелидзе, 1954) — относительно стабильному блоку земной коры Кавказской складчатой области, расположенному в зоне Транскавказского поперечного поднятия. Эффузивно-пирокластические толщи Южно-Грузинского нагорья — типичные продукты позднеорогенного наземного вулканизма, широко проявившегося в неоген-четвертичное время на территории всего альпийского геосинклинального пояса.

В основании разреза новейших вулканитов залегает годердзская свита (поздний сармат — понт). Нижняя часть годердзской свиты — туфы и туфобрекчии с внутриформационными покровами базальтовых и андезитовых лав, верхняя — андезито-дацитовые и дацитовые лавы, широко развитые в Арсианском и Эрушетском нагорье, а также Абул-Самсарском хребте.

В западной части Ахалкалакского плато и восточнее Кечутского

хребта на дислоцированных породах годердзской свиты с четким стратиграфическим несогласием залегает ахалкалакская свита — толща долеритовых, базальтовых и андезито-базальтовых лав, датированных поздним плиоценом — ранним (возможно и средним) плейстоценом. Эти лавы полностью слагают Ахалкалакское, Цалинское, Гомаретское, Дманисское плато, а также большую часть Кечутского хребта.

К наиболее молодым (средне-позднеплейстоценовым и голоценовым) образованиям вулканической области относятся проявления среднего и кислого вулканизма в осевых частях Абул-Самсарского (Тавкветили, Шавнабади) и Кечутского хребтов, а также по геологическим данным, последние долеритовые потоки (Куринский, Машаверский).

Геологический разрез по палеомагнитным данным подразделен на 16 горизонтов: 4 — прямой («п» — горизонты) и 4 — обратной («г» — горизонты) геомагнитной полярности, а также 8 переходных горизонтов

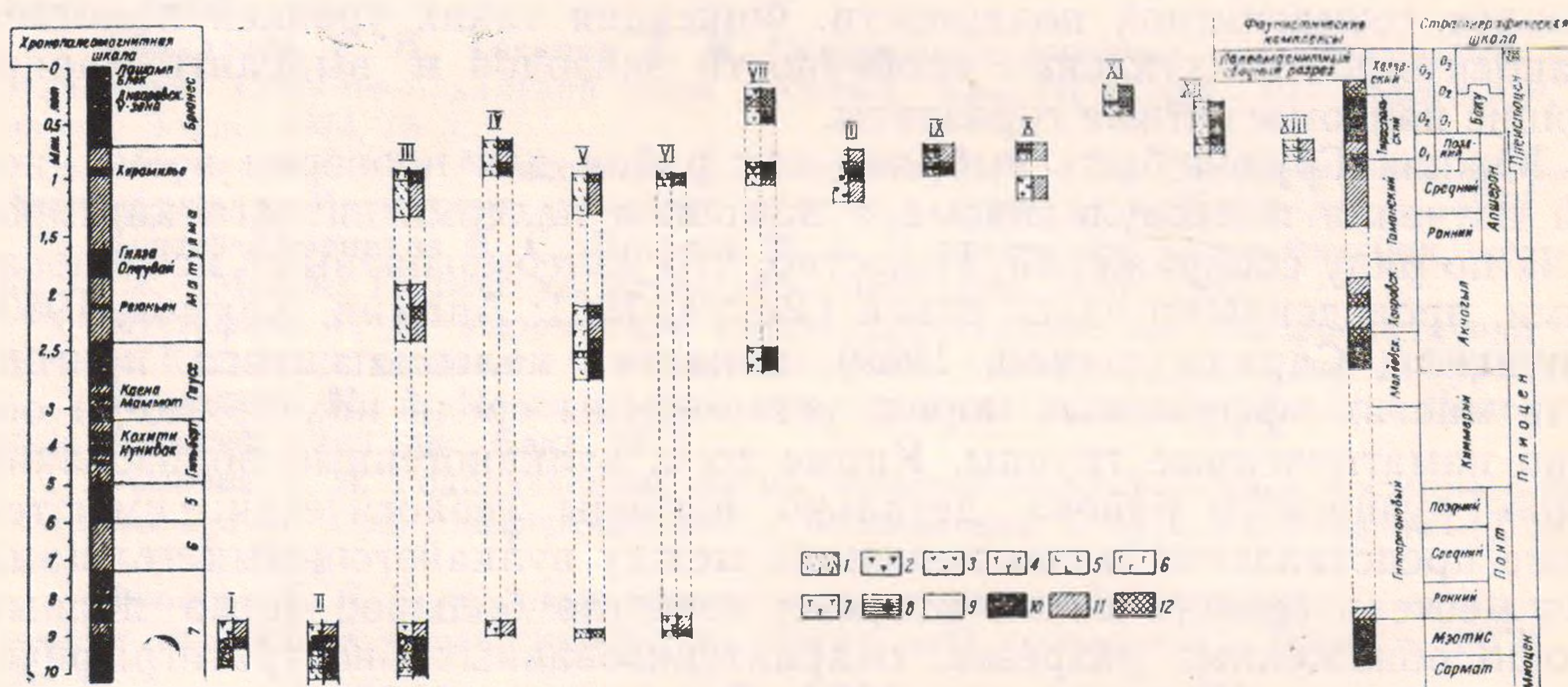


Рис. 1. Корреляция палеомагнитных разрезов вулкаников Южной Грузии.

I — Годердзский перевал; II — Кисатиби; III — Хертвиси, Вардзия, Аппия; IV — Саро; V — Чобарети; VI — Ахалкалакское плато; VII — хребет Абул-Самсарский; VIII — хребет Кечутский; IX — Дашбанское и Бармаксызское ущелье (Цалкское плато); X — река Джуджидани (Гомаретское плато);

XI—XIII — Дманисское плато: XI — Орозмани; XII — Сарфдере; XIII — Самшвилде.
1 — липариты и липарито-дациты, 2 — дациты и андезито-дациты, 3 — андезиты, 4 — андезито-базальты, 5 — долериты, 6 — базальты, 7 — туфы, 8 — осадочные породы, 9 — немагнитные породы, 10 — магнитные горизонты с прямой немагнитной полярностью, 11 — магнитные горизонты с обратной геомагнитной полярностью, 12 — магнитные горизонты с промежуточной геомагнитной полярностью.
Цифры у колонок — среднее древнее склонение и наклонение.

инверсионного происхождения («п — г» или «г — п» горизонты). Кроме того, палеомагнитные горизонты p_2 и g_4 (нумерация порядковая, сверху вниз) подразделены на уровни. На рис. 1 геологические разрезы скоррелированы не только по геологическим данным, но и на основании параметров, характеризующих палеомагнитные горизонты и их уровни: по полярности I_p° , направлению среднего вектора I_p° , напряженности древнего геомагнитного поля.

Геомагнитная характеристика годердзской свиты однотипна в разбросанных десятками и сотнями километров разрезах Годердзского перевала (Арсинский хребет), Кисатиби, Вардзии (Эрушетское нагорье, окраина Ахалкалакского плато). Нижняя ее часть — туфы и туфобрекчии среднего состава, андезитовые и долеритовые лавы — слагают палеомагнитный горизонт прямой полярности с координатами I_p° , близкими современному положению геомагнитного диполя, что в целом типично для позднего неогена. Верхняя часть годердзской свиты — дацитовые лавы и пирокластолиты с промежуточной и обратной намагниченностью настолько однотипны в палеомагнитном отношении на всей территории вплоть до Абул-Самсарского хребта, что их можно считать геологически синхронными. Таким образом, палеомагнитные данные свидетельствуют о геологической неоднородности годердзской свиты. По-

сколькx граница палеомагнитных горизонтов близка положению туф-фитов с годердзской и диатомитов с кисатибской флорой, залегающих в верхней части горизонта прямой полярности, то, вероятно, и возраст флоры (поздний сармат-мэотис, Узнадзе, 1965) должен распространяться лишь на нижнюю подсвиту, тогда как верхние лавы значительно моложе. Следует отметить, что Н. М. Дзоценидзе в 1974 г. получены прямые геологические данные о наличии резкого углового несогласия между верхней и нижней толщами Кисатибского диатомитового месторождения. На разрезах верхняя подсвита датирована ранним понтом, однако, судя по устойчивой обратной намагниченности дацитов, они скорее сформировались в среднем — позднем понте, когда господствующим режимом геомагнитного поля была устойчивая обратная полярность.

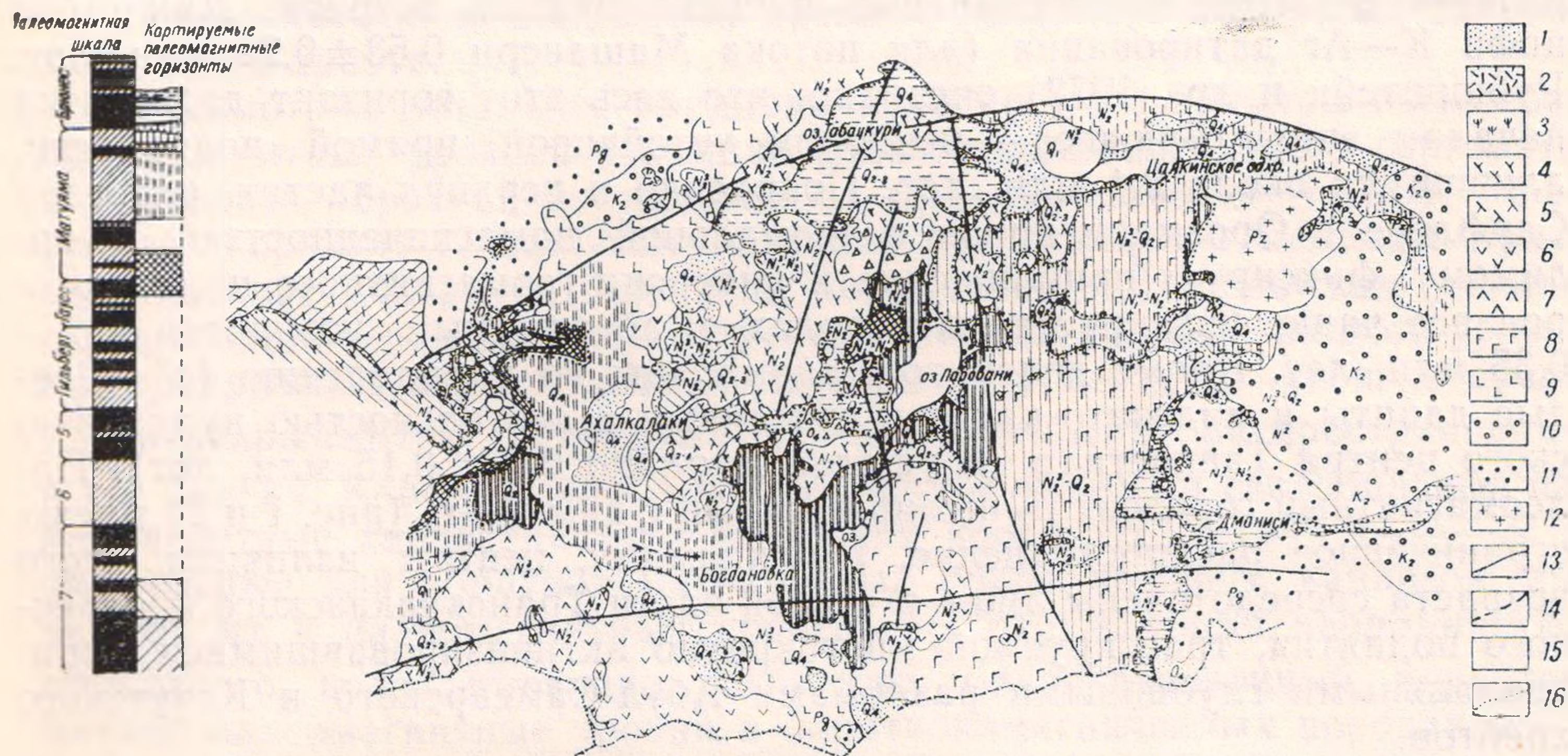


Рис. 2. Карта палеомагнитных горизонтов области развития позднеорогенных вулканитов Южной Грузии.

1 — алювиально-озерные отложения; 2 — пирокластиты; 3 — липариты; 4 — андезиты, андезито-дациты, дациты; андезито-дациты; 6 — андезиты, 7 — базальты, андезито-базальты; 8 — базальты, андезито-базальты, андезиты; 9 — долериты, базальты; 10 — туфобрекчии, порфириды и мерченисто-глинистые породы; 11 — карбонатные и вулканогенные образования; 12 — гранитоиды; 13 — глубинные разломы; 14 — сбросы; 15 — границы различных по составу пород одного возраста; 16 — границы палеомагнитных горизонтов.

С позиций палеомагнитной стратификации выполнена реконструкция условий долеритового вулканизма южной Грузии. Палеомагнитные особенности ахалкалакской свиты — преобладание пород с обратной намагниченностью, прерываемых горизонтами прямой намагниченности, в сочетании с геологическими данными и К—Аг датированием (2,4—0,6 млн. лет) определяют период формирования долеритов преимущественно эпохами Матуяма и Брюнес, а также концом эпохи Гаусс хронопалеомагнитной шкалы Кокса. Как показано на рис. 1, этот период соответствует акчагылапшерону и бакинскому ярусу (Зубаков, Кочегура, 1973), что совпадает в целом с геологическими представлениями (рис. 2). Вместе с тем геологическая карта свидетельствует, что возрастная индексация долеритовых покровов, в частности восточной части Джавахетского нагорья, зачастую чрезмерно широка ($N_2^3—Q_2$) или перекрывается ($N_2^3—Q_2, Q_1$). Последовательное сопоставление 22 детальных разрезов основных лав Ахалкалакского, Цалкского, Гомаретского, Дманисского плато позволило, используя палеомагнитные параметры, конкретизировать пространственно-временные соотношения покровов долеритовых базальтов и более объективно оценить геологические данные о расчленении ахалкалакской свиты.

При преобладающей обратной намагниченности долеритов маркирующее значение имели: а) горизонты прямонамагниченных пород, б) уровни со специфическими палеомагнитными характеристиками.

Как видно из сводного палеомагнитного разреза (рис. 1), в толще долеритовых базальтов выделено три палеомагнитных горизонта прямой полярности: p_2 , p_6 и p_{13} . Горизонт p_2 характеризует состояние геомагнитного диполя, ориентированного весьма близко к современному. Напряженность геомагнитного поля для пород этого горизонта близка современной, что дает право говорить о стационарном режиме геомагнитного поля прямой полярности. Такие палеомагнитные характеристики получены для долеритов ущелья Машавери, притоков Машавери-Мамутли (Земо и Квемо Орозмани) и Сарфдере, а также для бакурианского андезита, занимающих высокие горизонты геологического разреза и имеющих несомненно плейстоценовый возраст. Даже без цифр К—Аг датирования (для потока Машавери $0,53 \pm 0,20$ млн. лет, Рубинштейн и др., 1972) очевидно, что весь этот горизонт датируется началом эпохи Брюнеса — периодом устойчивой прямой полярности, длившимся около 0,4 млн. лет. Появление в верхних частях разрезов Сарфдере и Орозмани пород с аномальной намагниченностью, по-видимому, фиксирует приближение к инверсии геомагнитного поля, которое все чаще фиксируется в породах с абсолютным возрастом 0,2—0,35 млн. лет. Кроме долеритов, аномальны по направлению I_n° молодые дациты и андезиты-дациты, связанные с деятельностью вулканического центра Тавкветили (в ущелье Авранло $0,37 \pm 0,15$ млн. лет). Палеомагнитный горизонт p_2 и сопряженный с ним $p-g_1$ (рис. 1 и 2) имеют ограниченное распространение. По-видимому, центры излияния этого возраста сосредоточены лишь в осевой части Транскавказского поперечного поднятия, трассируемой многократно активизировавшимися меридиональными глубинными разломами Абул-Самсарского и Кечутского хребтов.

Горизонт p_6 впервые выделен в Дашбашском ущелье Цалкского плато — в основании толщи обратнамагниченных долеритов и андезитов-базальтов, что указывает на его несомненно более древний, по сравнению с p_2 , геологический возраст. С палеомагнитной точки зрения, его параметры несколько отличны от современных, в частности по координатам I_n° ($D_{cp} = 326^\circ$, $j_{cp} = +51^\circ$). Породы с аналогичными палеомагнитными характеристиками, как видно из разрезов, слагают верхний покров долеритов Ахалкалакского плато, представлены андезитодацитами в Кечутском (под R — долеритами) и Абул-Самсарском хребтах. Все они характеризуются склонением вектора I_n° в СЗ румбах при наклонении $46-59^\circ$. Эти параметры позволяют индивидуализировать палеомагнитный горизонт p_6 и придают ему маркирующее значение. Положение в разрезе и радиологический возраст андезитов-базальтов Дашбашского ущелья* $1,0 \pm 0,30$ млн. лет указывают на тождество p_6 с эпизодом Харамильо позднего Матуямы.

Горизонт p_{13} выделен в основании шаровых долеритов нижней части ахалкалакской свиты в каньоне Паравани у с. Чобарети. Выше — шаровые долериты с аномальной ($p-g_{12}$) и обратной (g_{11}) намагниченностью, однотипные в разрезах Чобарети и верховьев Куры в районе Апниа-Вардзия. Выше, с эрозионным и угловым несогласием, в обоих разрезах залегают горизонтальные потоки столбчатых молодых долери-

* Нам не известна палеомагнитная характеристика андезитов-базальтов, использованных для датирования. По полученным данным прямонамагниченные долериты перекрываются андезитов-базальтами, сформировавшимися в период инверсии геомагнитного поля.

тов (Дзоценидзе, Кулошвили, 1973). Нами определена R — намагниченность (r_8) большей части столбчатых долеритов, переходящая вверх по разрезу в переходную и прямую намагниченность горизонтов $r-p_7$ и p_6 (V, VI). Наличие четкого стратиграфического перерыва между обратномагнитными шаровыми и столбчатыми долеритами — основание для отнесения шаровых долеритов к раннему Матуяма в интерпретации, приведенной на рис. 1, и отождествления p_{13} с концом эпохи Гаусса. В разрезах восточнее Абул-Самсарского хребта долериты с такой намагниченностью нами не установлены. Не описаны здесь и шаровые долериты. Однако, судя по определениям, выполненным Рубинштейном и др., андезито-базальты села Триалети датируются по $K-Ar$ в $2,36 \pm 0,60$ млн. лет, что весьма близко к границе Гаусс — Матуяма и должно послужить основанием для дополнительных геологических и палеомагнитных исследований древних долеритов восточных склонов Кечутского хребта.

Рассмотрим подробнее принципы и конкретные примеры выделения палеомагнитных уровней в рамках единого палеомагнитного горизонта. В горизонте обратной полярности r_4 нами выделяется четыре таких уровня. Горизонт r_4 наиболее детально представлен в Беденско-Храмских потоках долеритов. Как и p_6 , он выделен в Дашбашском ущелье, слагает здесь верхнюю часть разреза: долериты палеомагнитного уровня r_4^4 перекрывают андезито-базальты горизонта $p-r_5$. В свою очередь, они перекрываются потоками r_4^3 , аналогичными распространенным в хр. Бедени, Корсу, у села Авранло. Четкие и весьма своеобразные палеомагнитные характеристики всех этих пород ($D_{cp} = 134^\circ$, $j_{cp} = -37^\circ$), аномальные для обратномагнитных пород позднего кайнозоя, выделяют их в палеомагнитный уровень r_4^3 , отражающий вариации геомагнитного поля, имеющие, возможно, близинверсионный характер. Четкие палеомагнитные уровни в обратномагнитных породах этого горизонта устанавливаются в каньонах Самшвилде (р. Храми) и р. Карабулахи. В каньоне Храми разрез представлен 45 потоками обратномагнитных долеритов, разделенных в основном лишь шлаковыми поверхностями. Кучность векторов I_p° всех обнажений очень высока, хотя в целом заметно направленное изменение положения I_{p_0} . По расчетам наиболее заметен скачок в направлении $I_{p_{ocp}}$ между 25 и 26 потоками. Для нижних 25 потоков (r_4^4) $D_{cp} = 193^\circ$, $j_{cp} = -61^\circ$; для потоков 26—44 (r_4^3) $D_{cp} = 178^\circ$, $j_{cp} = -66^\circ$.

Суммируя палеомагнитные особенности основных лав позднего плиоцена и плейстоцена южной Грузии, можно выделить ряд особенностей в эволюции этого типа вулканизма.

1. В развитии позднеорогенного базальтоидного вулканизма южной Грузии выделяется 5 эруптивных фаз, разделенных периодами затишья вулканической деятельности или излияний кислой и средней лавы.

Фазы вулканизма не носили всеобщего характера, поскольку разновозрастные долериты имеют более или менее локальное распространение. В целом более древние долериты тяготеют к западной части Южно-Грузинского нагорья. Здесь развиты долериты I фазы, входящие в состав гондердзской свиты, II фазы — шаровые долериты рубежа эпох Гаусс — Матуяма, мощные долеритовые покровы позднего Матуямы. Следует отметить, что самые молодые долериты проявились наиболее локально: моложе Харамильо лишь Куринский долеритовый поток, вложенный в современную долину Куры. Полученные данные об обратной намагниченности Куринского потока не позволяют считать его среднепозднеплейстоценовым, как принято с учетом геоморфологических соотношений. По палеомагнитным характеристикам, наиболее вероятный

его возраст — граница Матуяма — Брюнес, и в этом смысле Куринский поток одновозрастен наиболее молодым обратномагниченным долеритам восточной части Южно-Грузинского нагорья.

Как видно из разреза и карты, Цалкинское, Гомаретское, Дманисское лавовые плато сложены преимущественно молодыми долеритами позднего Матуямы и эпохи Брюнес.

II. Граница распространения разновозрастных долеритов, своеобразная ступень в развитии основного вулканизма, пространственно совпадает с осевой частью Транскавказского поднятия. По-видимому, центры долеритового вулканизма связаны с меридиональными зонами глубинных разломов, трассируемых центрами разновозрастных вулканических построек и эпицентрами землетрясений по оси Абул-Самсарского и Кечутского хребтов. Связь излияний долеритов с привершинной областью Кечутского хребта (Емликли) давно известна. В Абул-Самсарском хребте (г. Григорий) мы наблюдали дайки долеритов палеомагнитного горизонта п—г₅, прорывающие дациты.

III. Состав ферромагнитных минералов, обуславливающих намагниченность изученных пород, позволяет сделать ряд выводов об источниках и характере вулканизма. Первичными магматическими ферромагнитными компонентами всех без исключения пород являются титаномагнетиты и ферриильмениты, сосуществующие как дискретные минералы, продукты первичной раскристаллизации магмы. В долеритах и других лавах района преобладают высокотемпературно окисленные титаномагнетиты, подвергшиеся окислению в процессе излияния, остывания и раскристаллизации лавы. В покровах долеритовых базальтов эти условия свидетельствуют о быстром поступлении новых порций лавы, т. е. о формировании мощных покровов на протяжении коротких временных интервалов. То же мы видим и по однородным палеомагнитным характеристикам серий долеритовых потоков. Гомогенные титаномагнетиты сохранились лишь в гилоразновидностях основных лав — продуктов дискретных наземных либо подводных излияний. Минимальные точки Кюри гомогенных титаномагнетитов определены в шаровых и столбчатых долеритах Чобарети — 120°, что соответствует 70 мол. % ульвошпинели в титаномагнетите. Используя гипотезу о зависимости состава сосуществующих титаномагнетитов и ферриильменитов от глубинных условий последнего перед извержением равновесного состояния магмы (Багин и др., 1970), глубина магматического очага, питавшего извержения, оценивается в 67 км. Титаномагнетиты такого состава в породах района больше не встречены. Долериты и базальты других районов Ахалкалакского плато содержат титаномагнетиты с точками Кюри 200—250° (50—60 мол. % ульвошпинели), что соответствует магматическим очагам на глубине 55—60 км. В разрезах Кисатиби и Вардзии минимальные точки Кюри титаномагнетитов составляют 300°—45 мол. % ульвошпинели (45 км), хотя не исключено, что эти титаномагнетиты несколько окислены и оцененная по ним глубина магматического резервуара является минимальной.

Андезиты и андезито-дациты годердзской свиты, а также более молодые из области Абул-Самсарского хребта, характеризуются точками Кюри гомогенных титаномагнетитов 400—500°. При этом максимальные точки Кюри приурочены к осевой части Транскавказского поднятия. Такие малотитанистые титаномагнетиты (около 20 мол. % ульвошпинелевого компонента) — продукты малоглубинных (менее 30 км) магматических очагов. Если учесть, что в области Транскавказского поднятия эпицентры землетрясений и рои афтершотоков локализируются на глубинах 3—20 км, граница Конрада под Абул-Самсарским хребтом фиксируется на глубинах примерно 28 км, и в основании гранитно-мета-

морфического слоя имеется очаг плавления, использование T_k для изучения глубинности магм может иметь геологический смысл.

Так, можно достаточно уверенно говорить о коровом палингенном происхождении магм, питающих центральные вулканы Абул-Самсарского и Кечутского хребтов, а также источников вулканизма среднекислых составляющих годердзской свиты. В противоположность им, все основные лавы, в том числе и долериты годердзской свиты, должны иметь мантийное происхождение. Повторение однотипных титаномагнетитов в разновозрастных покровах и локализация долеритов с различными исходными точками Кюри титаномагнетитов могут служить указанием на связь долеритовых излияний с долгоживущими, периодически активизировавшимися глубинными разломами сквозькорового характера. Поэтому и под Абул-Самсарским и под Кечутским хребтами должны проявляться, по-видимому, магматические очаги разной глубинности, периодически выводящие на поверхность магму разного состава. И в годердзской свите, вероятно, развитие основного и кислого вулканизма могло идти параллельно, в связи с чем присутствие в разрезах основных лав скорее является указанием на близость зоны глубинного разлома, чем петрологической особенностью определенных частей ее разреза.

Отмеченные особенности долеритов свидетельствуют скорее не об ареальном, а о трещинном характере извержений основных лав. Пространственное распределение долеритовых покровов разного возраста и рассмотренные их особенности показывают, что извержения могут быть связаны не только с осевой областью Транскавказского поднятия, но и с крупными тектоническими швами на границе Артвино-Болнисской глыбы и ее складчатого обрамления, в частности, с разломом, ограничивающим с юга Аджаро-Триалетскую складчатую систему.

Рассмотренные аспекты использования палеомагнитных и магнитных характеристик для реконструкции палеовулканизма Южно-Грузинского нагорья показывают, с нашей точки зрения, перспективность и полезность развития нетрадиционных, в частности, геофизических методов для всестороннего изучения древнего вулканизма. В ряду этих методов палеомагнетизм, несомненно, играет особую роль, поскольку это единственный геофизический метод, обеспечивающий естественно-исторический подход к геологическим явлениям.

ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш. А., Мацхонашвили К. Г., Хуцишвили О. Д. Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части южной Грузии.— Тр. геол. Ин-та АН ГрузССР, т. 6. Минералого-петрогр. серия Б. Тбилиси, 1961.

Адамия Ш. А., Храмов А. Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований в южной Грузии.— Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, 1963.

Багин В. И., Бродская С. Ю., Перрова Г. Н., Печерский Д. М. Распределение температур Кюри магнитных минералов в базальтах разного типа.— Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Ч. 2. М., 1970.

Векуа Л. В. Некоторые результаты палеомагнитных исследований на изверженных породах Грузии.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 11.

Габуния Л. К. К вопросу о границе *N* и *Q* систем в Европе (по данным фауны млекопитающих).— Тр. Междунар. коллоквиума по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой», ч. 1, М., 1972.

Гамкрелидзе П. Д. Геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000. Серия кавказская. Лист К—38—XX. 1954.

Дзоценидзе Н. М., Кулошвили С. И. Новые данные об ахалкалакской свите.— Сообщ. АН ГрузССР, т. 71, 1973, № 1.

Зубаков В. А., Кочегура В. В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР (от 3 млн. до 60 тыс. лет).— Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Матер. к IX Междунар. конгрессу ИНКВА. Новая Зеландия. Л., 1973.

Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнитное картирование вулканогенных пород.— Геофиз. сб. Ин-та геол. АН УССР, вып. 53, 1973.

Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, 1974.

Рубинштейн М. М., Адамия Ш. А., Давнозашвили Д. И. и др. Датирование некоторых верхнеогеновых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным.— Тр. Междунар. коллоквиума по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». Сб. докл. ч. 1. М., 1972.

Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1958.

Узнадзе М. Д. Неогеновая флора Грузии. Тбилиси, 1965.

Челишвили М. Л., Сараджишвили Г. Д. Термомагнитные исследования в нулевом поле некоторых вулканических пород южной Грузии.— Сообщ. АН ГрузССР, т. 53, 1969, № 3.

Н. П. Михайлова, А. М. Глевасская, В. Н. Цыкора

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА КАРПАТ ПО ДАННЫМ ПАЛЕОМАГНИТНОГО КАРТИРОВАНИЯ

На Втором Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме особенно подчеркивалась важность разработки новых и совершенствования известных методов палеовулканологических реконструкций, всемерного внедрения последних в практику поисков полезных ископаемых, связанных с вулканической деятельностью геологического прошлого, роли которой в последнее время придается все большее значение.

Одним из таких новых методов является палеомагнитный, занимающий особое место среди геофизических и геологических методов, так как позволяет изучать вулканизм в его временном аспекте.

Возможность использования палеомагнитного метода для изучения вулканизма основывается на следующих принципах:

1. При охлаждении от высоких температур (эффузивы, экструзивы, горячие лавины и т. д.) и осаждении из пепловых туч в аэральных и водных условиях вулканогенные породы приобретают остаточную намагниченность, ориентированную по геомагнитному полю, существовавшему в момент образования породы. Это древняя первичная намагниченность (I_p^0).

2. Древнее магнитное поле Земли аппроксимируется, как и современное, полем центрального осевого диполя, полюса которого однозначно определяются магнитным склонением и наклоном в любой точке земной поверхности.

3. Магнитное поле Земли изменяется во времени по направлению и величине. Различают три состояния поля: квазистационарное прямой полярности N (геомагнитный диполь ориентирован близко к направлению современного поля), квазистационарное обратной полярности (противоположная ориентировка), состояние инверсии (быстрая смена полярности, положение диполя неопределенно). В двух первых случаях напряженность древнего поля близка современной и составляет 0,3 э на экваторе, в момент инверсии она резко уменьшается, вплоть до нуля.

Кроме описанных, в динамике геомагнитного поля могут быть выделены и более дробные этапы, такие как незавершенная инверсия (понижение напряженности при сохранении N — или R — полярности), близинверсионное состояние (существенное смещение диполя и небольшое понижение напряженности), всплески повышенной напряженности и др., учет которых позволяет проводить более тонкие геологические сопоставления.

Особенно перспективно при палеовулканологических реконструкциях построение на основе данных о первичной намагниченности карт изохронных пород, названное нами методом палеомагнитного картиро-

бания (Михайлова и др., 1973). Его перспективность определяется прежде всего наличием среди вулканитов высокостабильных в магнитном отношении разновидностей, содержащих первичную намагниченность термоостаточного или термохимического происхождения.

В основу палеомагнитного картирования положено представление о палеомагнитном горизонте, под которым понимается комплекс вулканитов различного состава и генезиса, сформировавшихся при определенном состоянии геомагнитного поля: N- или R-стационарном, инверсионном или близинверсионном. Хронологически палеомагнитному горизонту соответствует эпизод — единица неопределенной длительности,

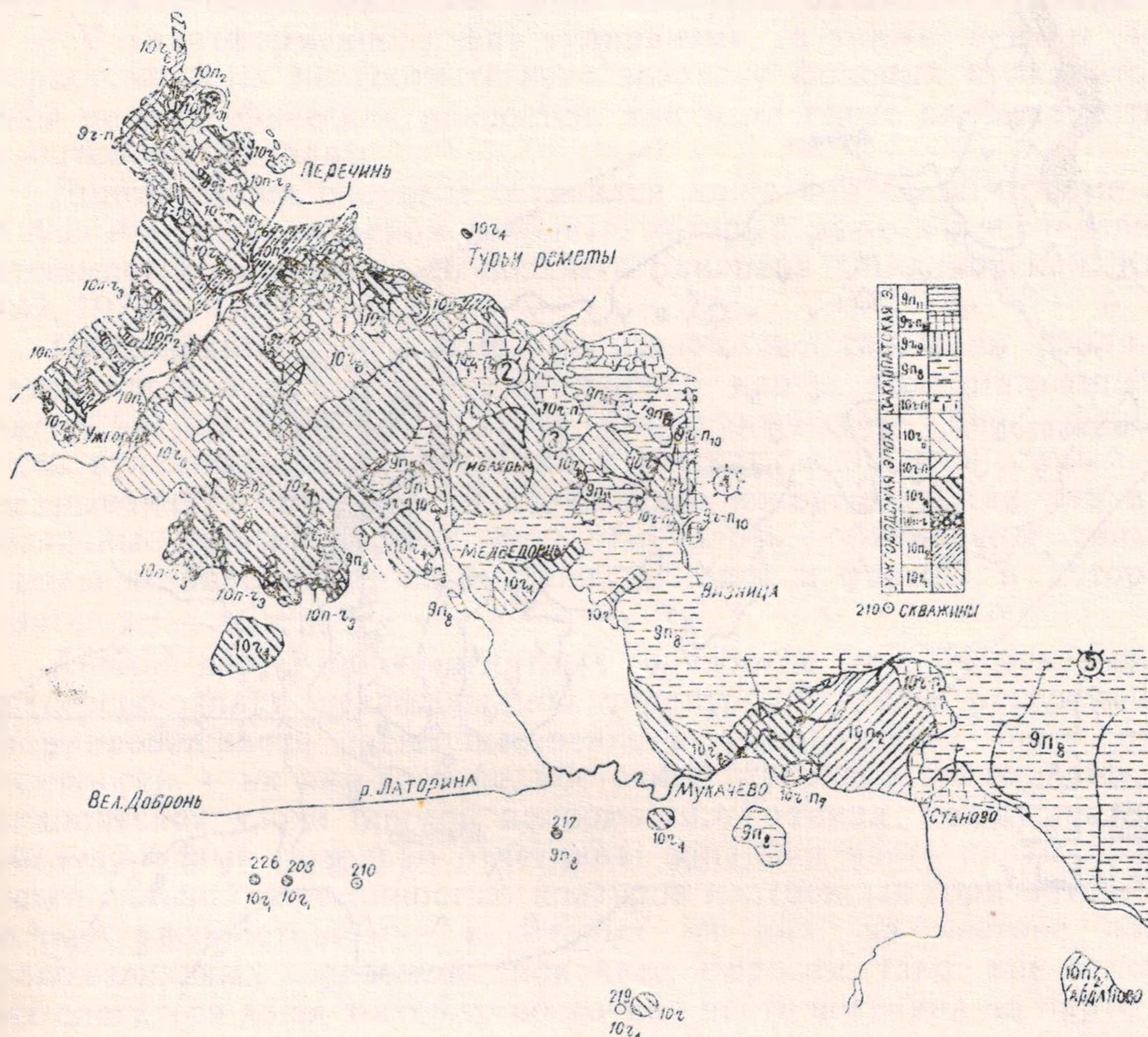


Рис. 1. Карта палеомагнитных горизонтов западной части Закарпатского неогенного прогиба.

но гораздо меньшая, чем 1 млн. лет. Совокупность эпизодов с определенным ритмом полярности характеризует геомагнитную эпоху, продолжительность которой от 1 до 5 млн. лет (Храмов, 1974).

Главные критерии выделения палеомагнитных горизонтов — полярность, напряженность и направление древнего геомагнитного поля. Они определяются по первичной намагниченности пород. В свою очередь I_p^0 выделяется из естественной остаточной намагниченности породы в результате кропотливых комплексных лабораторных исследований, включающих терморазмагничивание в разных модификациях, размагничивание переменным полем и всестороннее минералогическое изучение минералов-носителей намагниченности (Михайлова и др., 1974).

Основой реконструкции древнего вулканизма служит карта изохронных палеомагнитных горизонтов. Ее достоверность обеспечивается детальностью палеомагнитных исследований при достаточно хорошей геологической изученности.

Информацию, которую можно получить по данным палеомагнитного картирования, рассмотрим на примере Выгорлат-Гутинской гряды, одного из вулканических сооружений орогенного вулканизма Карпат. Представленная на рис. 1 карта палеомагнитных горизонтов западной части гряды построена по результатам палеомагнитного изучения 2400 ориентированных штуфов, отобранных из 300 обнажений (средняя плотность обнажений составляет 2—3 на 1 км²). Работы выполнены в процессе геологической съемки масштаба 1:50 000, как ее составная часть. Отбор образцов сопровождался специальными геологическими

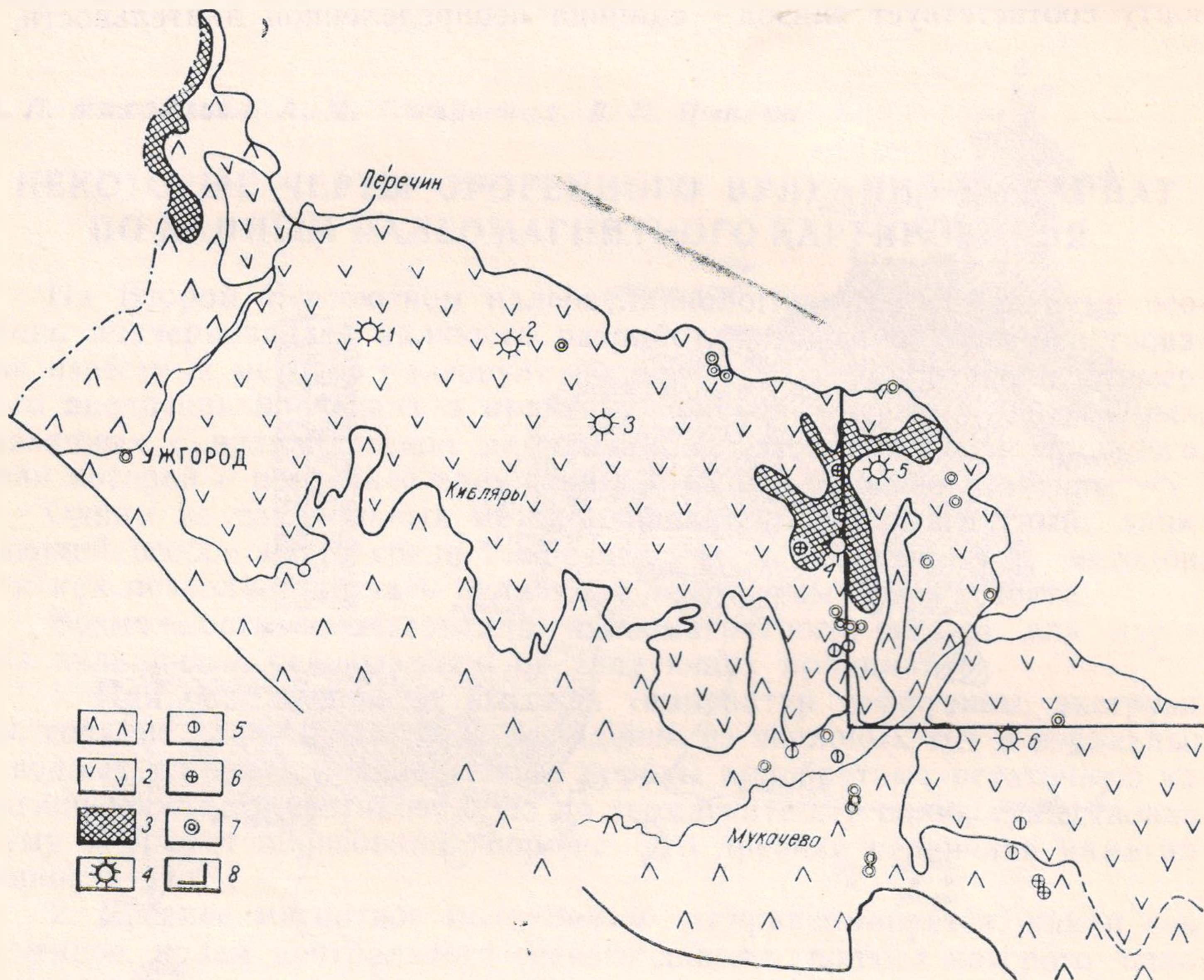


Рис. 2. Схема распространения вулканитов различных фаз западной части Выгорлат-Гутинской гряды (по Е. Ф. Малееву, 1964).

1 — вулканогенные образования орогенного цикла третьей фазы; 2 — то же, четвертой фазы; 3 — вулканогенные образования платформенного цикла; 4 — центры стратовулканов; 5 — центры эрупции третьей фазы; 6 — то же, четвертой фазы; 7 — то же, вулканизма платформенного типа; 8 — юго-восточная граница участка палеомагнитной съемки.

Стратовулканы: 1 — Анталовский, 2 — Маковица, 3 — Хотар, 4 — Верхнеобавский, 5 — Синяк, 6 — Дехманов.

исследованиями, позволившими учесть некоторые специфические особенности пород.

Построению карты предшествовало создание регионального палеомагнитного разреза с привязкой палеомагнитных горизонтов по данным К—Аг и хронопалеомагнитной шкалы для временного интервала 16—9 млн. лет (Михайлова и др., 1974).

Всего в вулканогенной толще, слагающей гряду, было выделено 19 палеомагнитных горизонтов. Однако их распространенность оказалась разной, и на представленной карте удалось проследить по площади только 11 горизонтов, образовавшихся в течение двух геомагнитных эпох: ужгородской (R — эпоха продолжительностью от 14 до 12,3 млн. лет) и закарпатской (N — эпоха продолжительностью от 12,3 до

10,0 млн. лет), что стратиграфически отвечает позднему сармату — среднему плиоцену.

По наиболее распространенной в геологических кругах концепции, вулканизм Карпатской вулканической провинции, в частности Закарпатского неогенового прогиба и его элемента Выгорлат-Гутинской гряды, проявился в виде нескольких последовательных во времени фаз, имевших место на всей территории гряды. Поэтому в строении последней снизу вверх выделяют три свиты: мукачевскую, гутинскую и бужорскую. Эти представления в интерпретации Е. Ф. Малеева приведены на рис. 2. Использована упрощенная схема карты Малеева (Малеев, 1964), на которой показаны лишь контуры развития вулканитов III, IV и V (платформенной) фаз вулканизма, а также центры эрупции, возраст которых не соответствует возрасту фоновых вулканитов. Границы петрографических разностей, как и на карте палеомагнитных горизонтов, не показаны.

Долгое время спорным оставался лишь вопрос об объеме каждой из фаз и ее геологическом возрасте, который разными исследователями принимается от раннего до позднего плиоцена (Милановский, Короновский, 1973).

Приведенные карты почти не имеют сходства, а их различие заключается в большей информативности карты палеомагнитных горизонтов, отражающей сложную хронологическую дифференцированность вулканических проявлений в рамках фазы, тем самым полнее раскрывающую особенности вулканизма во времени, так как в палеомагнитные горизонты, как уже отмечалось, объединены синхронные породы независимо от их состава, генезиса и формы, в которой они залегают.

Анализ карты палеомагнитных горизонтов (рис. 1) показывает, что на северо-западе исследованной территории гряды развиты породы, сформировавшиеся преимущественно в ужгородскую эпоху обратной полярности, а на юго-востоке, восточнее Мукачево, их сменяют породы закарпатской эпохи прямой полярности. Граница между разнополярными породами довольно отчетлива: западная часть карты характеризуется сильной изрезанностью контуров изохронных горизонтов, локальностью распространения некоторых из них, на востоке поведение палеомагнитных горизонтов спокойнее. Впрочем, такое впечатление может слагаться из-за того, что восточная часть показана на карте не полностью, хотя детальность палеомагнитного исследования участка восточнее Мукачево, приведенного на карте, не уступает западной части и в этом отношении картина распределения палеомагнитных горизонтов достоверна в равной степени. Такой разный характер зафиксированного древнего поля позволяет предполагать, что рубеж смены полярности характеризует определенный этап в эволюции вулканизма гряды, выразившийся прежде всего в большей дифференцированности вулканической активности на западе по сравнению с востоком.

Одной из основных особенностей вулканизма гряды представляется улавливаемое в распределении палеомагнитных горизонтов закономерное смещение центров вулканической активности по простиранию ее с северо-запада на юго-восток. Это фиксируется появлением в восточных разрезах более молодых горизонтов, которых нет на западе. Наиболее древним горизонтом в районе является горизонт $10r_1$, представленный гранатовыми липарито-дацитами, залегающими на домиоценовом осадочном фундаменте. Он локализуется на небольшой площади в самой северной части на западе участка (г. Высокая, Данилов Верх, Полонка) и в условиях андезитового вулканизма имеет маркирующее значение. Выше его залегают прямонамагнитные андезиты и андези-

то-базальты, обнажающиеся в основании северных склонов Анталовского вулкана и в долине р. Уж, объединенные по палеомагнитной характеристике в горизонт $10n_2$. Этот горизонт также распространен ограниченно. Если считать, что в последующее время породы горизонтов $10r_1$ и $10n_2$ интенсивно не размывались, следует признать, что локальность их распространения и пестрый петрографический состав отражают особенности зафиксированного вулканизма, а именно: разобщенность действовавших в это время относительно маломощных центров извержения.

В последующие этапы вулканическая деятельность проявилась более широко по площади, центры извержений длительное время оставались постоянными в географическом и хронологическом аспектах. Об этом свидетельствует то, что такие крупные вулканические массивы как Анталовский и Маковица сложены породами преимущественно палеомагнитных горизонтов $10r_4$ — $10r_6$. Причем локализация пород горизонта $10r_6$, представленных достаточно широкой петрографической гаммой от липаритов до андезитов, и геологические особенности последних дают основание считать их новым этапом активизации вулканической деятельности, связанной в основном с вулканическими центрами Маковицы и Хотара.

Более высокие горизонты геомагнитного разреза Маковицы представлены толщей пород с аномальной намагниченностью (горизонт $10r$ — n_7), сложенной горизонтально залегающими потоками андезитов и андезито-базальтов плоских водораздельных пространств, отдельными языками, спускающимися к югу и северу. Корневые части потоков или небольшие моногенные вулканы этого возраста, по-видимому, развиты вдоль северных склонов гряды. Формированием этих пород начинается закарпатская эпоха, а локальное проявление вулканизма указывает на своеобразие режима, существовавшего в то время.

Формирование следующего, $9n_8$ горизонта прямой полярности, вероятно, связано уже с активизацией новых вулканических центров, расположенных к востоку и юго-востоку в массивах Синяк и междуречье Латорицы — Визницы. Детальные палеомагнитные исследования там пока не проводились.

Таким образом, приведенный материал показывает, что вулканические массивы Анталовский, Попричный, Маковица, Хотар, Синяк, расположенные примерно вдоль оси гряды, разновозрастны, и омоложение вулканизма идет с северо-запада на юго-восток, что свидетельствует о миграции центров вулканической активности в пределах гряды. Этот вывод впервые был сформулирован в 1969 г. на основе рекогносцировочных палеомагнитных исследований (Михайлова, Глевасская, 1969). Как видно из изложенного выше, он подтверждается результатами детальных палеомагнитных исследований и более поздними геологическими работами (Гончарук, 1974).

Выявленная особенность эволюции вулканизма, на наш взгляд, отражает динамику развития Закарпатского глубинного разлома, свидетельствуя о его последовательной активизации. В связи с этим кажется сомнительным выделение в пределах гряды, по-видимому, и во всей Карпатской вулканической провинции, синхронных фаз вулканизма в понимании М. Кутана (Kuthan, 1948), даже с теми коррективами, которые внес в это понятие Е. Ф. Малеев (Малеев, 1964). Тем более, что крупнопорфировые андезиты и андезито-базальты, которые считаются маркирующим горизонтом, разделяющим фазы, в пределах гряды характеризуются разной полярностью. В хребте Попричном они отнесены к горизонту $10r_4$, а в массиве Анталовском слагают, кроме того, более низкие горизонты разреза. Вообще на рассматриваемой тер-

ритории крупнопорфировые андезиты и андезито-базальты известны во всех горизонтах ужгородской эпохи. В региональном плане они также разнополярны: на западе обратно-, а на востоке прямонамагниченны, что является прямым доказательством их несинхронности. Причина своеобразия этих пород, по-видимому, кроется в специфичности развития эффузии и питающего ее очага.

Продолжительность вулканизма, создавшего гряды, по палеомагнитным данным оценивается в 5 млн. лет (длительность двух геомагнитных эпох). Кстати, сопоставляя обе приведенные карты, отметим, что в одной фазе, например, четвертой, объединены породы, образовавшиеся за интервал более 3 млн. лет, причем породы, развитые на северо-западе, не встречаются на юго-востоке, что еще раз иллюстрирует возможности палеомагнитного метода в исследовании временных аспектов вулканизма.

Завершая анализ карты палеомагнитных горизонтов (рис. 1), обращаем внимание на ту ее особенность, что одни горизонты, например $10r_6$, $10r_4$, $9n_2$ развиты широко, занимая почти все поле карты, а другие, например, $10r_1$, $10n_2$, $10n-r_2$, $10r-n_2$ и др., отмечаются в виде локальных пятен. По-видимому, это можно объяснить двумя причинами, которые на данном этапе исследований трудно разграничить: во-первых, сложностью (технической и геологической) выделения пород, сформировавшихся в инверсионный или прединверсионный периоды геомагнитного поля, во-вторых, и эта причина нам кажется более приемлемой, пульсационным характером вулканизма, определенной периодичностью в его интенсивности, когда этапы мощных извержений, давших большое количество эффузивно-пирокластического материала, сменяются этапами покоя, когда действуют небольшие разобщенные по площади центры извержений.

В заключение следует сказать, что авторы понимают, — рассмотренная карта палеомагнитных горизонтов не вполне отвечает задачам реконструкции собственно вулканических аппаратов с выделением таких элементов как неки, потоки, побочные кратеры, радиальные разломы и т. д. Вместе с тем мы подчеркиваем, что использование палеомагнитных данных при чисто палеовулканонологических реконструкциях помогает видеть развитие вулканизма во времени, определить хронологическую последовательность извержений, выявить хронологические репера для сопоставления вулканизма разобщенных массивов, стратифицировать гипабиссальные интрузии и субвулканические тела, что позволит уточнить их генетические связи и в ряде случаев судить о возрасте оруденения.

Палеомагнитные данные, как это показано на карте, позволяют более точно оконтурить породы, связанные с определенным центром извержения, и тем самым сделать достовернее палеовулканонологическую реконструкцию.

И, наконец, палеомагнитные и палеовулканонологические данные по отдельным вулканическим структурам и районам, например, Карпатской и Кавказской вулканическим провинциям, позволят составить общую картину развития вулканизма в крупных регионах и, следовательно, приблизят нас к пониманию закономерностей развития земной коры и формирования в ней полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Гончарук А. Ф. Закономерности образования и некоторые вопросы рудоносности андезито-базальтовой формации Закарпатья. Автореф. канд. дис. Киев, 1974.
Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., 1964.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М., 1973.

Михайлова Н. П., Глевасская А. М. Стратиграфия эффузивной толщи Выгорлат-Гутинского хребта в свете палеомагнитных данных.— Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Львов, 1969.

Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнитное картирование вулканогенных пород (на примере советского Закарпатья).— Геофиз. сб. ИГ АН УССР, вып. 53, 1973.

Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев, 1974.

Храмов А. Н., Палеомагнетизм палеозоя. Л., 1974.

Kuthan M. Undčny vulkanizmus Karpatskeho orogenu a vulkanologicka studia v ser. Časti Presovskych hor.— Prace statneho Geol. ůstavu sošit., 1948.

Г. С. Харин

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДВОДНОГО И НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Если наземный вулканизм и вулканические породы Северо-Атлантической провинции достаточно хорошо изучены и освещены в литературе (Лучицкий, 1972; Баскина, 1971; Noe-Nygaard, 1966; Thompson et al., 1972 и др.), то сведения о подводном вулканизме и вулканических породах дна океана очень скудны. Имеющийся в нашем распоряжении материал (80 станций, около 1000 образцов и 150 силикатных анализов) по драгировкам, проведенным на научно-исследовательских судах «Академик Курчатов», «Михаил Ломоносов», и по керну скважин глубоководного бурения — на американском судне «Гломар Челленджер», позволяет восполнить этот пробел и решить следующие задачи: а) дать петрологическую и петрохимическую характеристику вулканитов, развитых на дне Северной Атлантики; б) сравнить их с наземными вулканитами провинции и других областей океана и суши; в) реконструировать общие черты истории развития вулканизма в Северо-Атлантической провинции.

Геологическая характеристика. Наиболее крупными структурами Северо-Атлантической провинции являются подводные хребты Рейкьянес, Колбенсей, Мона, Книпповича (см. рис.). В осевой части хребтов прослеживается рифтовая долина, однако выражена она не везде достаточно четко. Драгировки, выполненные на крутых склонах и уступах хребтов, показывают, что они сложены вулканическими породами, среди которых существенно преобладают базальтовые подушечные лавы с хорошо развитой стекловатой коркой закаливания. Характерно, что в рифтовой зоне встречаются очень свежие гиалобазальты с совершенно неразложенным стеклом. На флангах хребтов базальты подвергнуты в различной степени гальмиролизу, причем в первую очередь начинает изменяться корка закаливания. Осадки и осадочные породы на срединных хребтах развиты слабо. В рифтовой зоне лишь в отдельных западинах встречаются современные осадки небольшой мощности (доли метра и первые метры). Нижние горизонты этих осадков часто литифицируются под влиянием тепла и растворов, исходящих от базальтовых лав. Приведенные данные свидетельствуют об активном вулканизме в рифтовой зоне. Преобладают здесь излияния трещинного типа. Хотя в отдельных участках (северные части хребтов Рейкьянес и Колбенсей) отмечаются и подводные вулканические сооружения

центрального типа. На склонах их собраны свежие стекловатые лавы и пепел. Вулканический пепел при подводных извержениях отмечается лишь при мелководных извержениях. Так, в большом количестве он был собран на глубинах 150—400 м вблизи небольших подводных конусовидных холмов на севере хребта Рейкьянес. На глубинах около 1000 м и глубже развиты лишь шаровые лавы с характерными сферическими, эллипсоидальными и шарообразными образованиями размером от 2—3 см до 0,5—0,8 м, похожих на вулканические «бомбы». «Бомбы» мел-

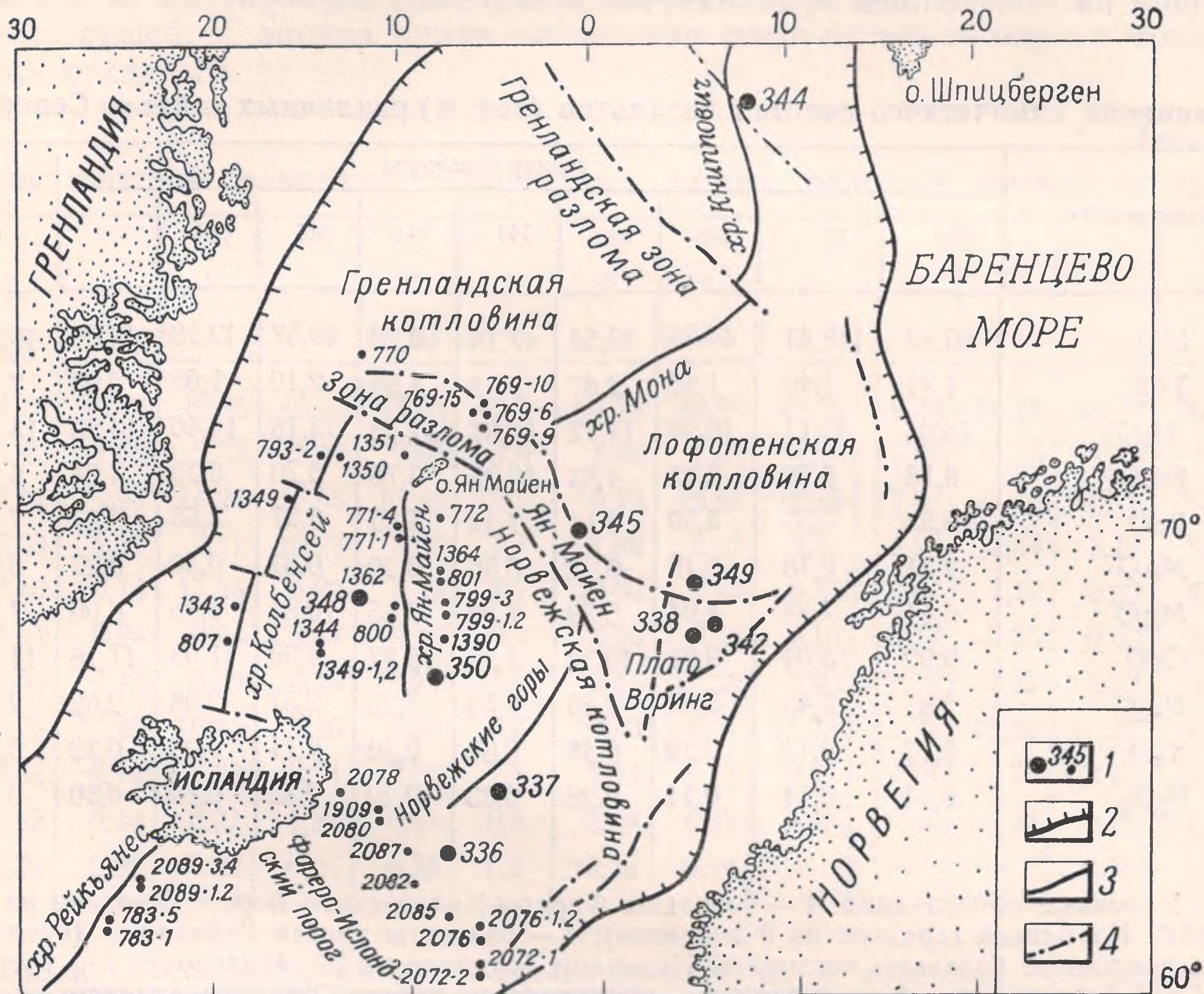


Рис. Схема районирования Северо-Атлантической провинции и места отбора образцов пород со дна океана.

1 — скважины бурения (черный кружок) и станции драгирования (черная точка) и их номера; 2 — край континентального шельфа; 3 — оси подводных хребтов; 4 — зона главных глубинных разломов.

кого и среднего размера (до 20 см) состоят из многочисленных скорлуповатых оболочек свежего перезакаленного базальтового стекла. Происхождение их можно объяснить очень быстрым охлаждением и своеобразным сворачиванием лавы при большом давлении столба воды. При подводных излияниях, в отличие от наземных, базальтовые лавы не растекаются по большой площади, а образуют хаотические нагромождения вблизи подводящих трещин и центров излияния. Большая протяженность рифтовых трещин и постоянное поступление через них лавы создают специфический полосчато-грядовый рельеф срединных подводных хребтов.

Характерной структурой для Северной Атлантики является Фареро-Исландский порог. Он в виде поперечного хребта возвышается над дном океана на 1000—1500 м и связывает области развития траппов на Британских и Фарерских островах, в Исландии и Гренландии. На юго-

востоке к порогу примыкает обширное вулканическое поднятие с расположенными на нем банками Ферро, Роккол, Хаттен и другими. Бурением и драгировками устанавливается вулканическое строение Фареро-Исландского порога. Известное местонахождение щелочных гранитов на островке Роккол осталось единственным. Пробуренная неподалеку скважина встретила под осадками эоцена на глубине 311 м щелочные оливковые базальты. На северном склоне Фареро-Исландского порога скважиной 336 под осадками среднего эоцена вскрыты базальты с лежащей на них толщей красноцветов мощностью по керну 20 м. Харак-

Сравнение химического состава базальтов (вес. %) различных районов Северо-

Компоненты	Номер скважины									1
	336	337	338	342	343	344	345	348	350	
SiO ₂	50,42	48,41	48,35	49,58	47,18	50,28	49,57	49,29	49,20	48,23
TiO ₂	1,81	1,40	1,46	2,87	3,12	1,54	2,10	1,65	2,63	2,10
Al ₂ O ₃	16,04	15,11	16,99	14,72	14,87	17,08	18,18	14,46	14,23	15,54
Fe ₂ O ₃	6,16	5,76	5,91	4,85	10,25	3,70	5,76	5,35	4,24	5,05
FeO	5,88	5,55	5,50	8,11	7,44	5,06	3,97	8,65	8,97	7,49
MnO	0,21	0,18	0,19	0,22	0,56	0,20	0,31	0,30	0,27	0,20
MgO	6,54	7,54	8,91	5,79	7,36	7,85	10,81	6,98	6,06	7,20
CaO	9,92	13,04	9,68	10,32	4,51	10,27	4,30	11,03	11,16	11,04
Na ₂ O	2,65	2,45	2,60	2,80	3,53	3,23	2,57	2,08	2,62	2,46
K ₂ O	0,23	0,42	0,29	0,48	0,85	0,59	2,11	0,08	0,32	0,42
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,11	0,26	0,33	0,20	0,32	0,13	0,30	0,27

Условные обозначения: 1 — базальты Фареро-Исландского порога (среднее из 11 хребта Колбенсей (среднее из 9 анализов); 4 — базальты хребта Рейкьянес (среднее ные покровные базальты восточной Исландии (среднее из 22 анализов); 7 — третич о. Скай (среднее из 14 анализов); 9 — океанический толеит Срединно-Атлантического ческий толеит; 12 — высокоглиноземистый базальт; 13 — траппы древних платформ;

тер распределения главных химических элементов и глинистых минералов позволяет сделать заключение, что эта толща представляет собой континентальную кору химического выветривания. Следовательно, можно заключить, что до среднего эоцена Фареро-Исландский порог был сушей, где в условиях теплого влажного климата на базальтах образовалась кора выветривания. В среднем эоцене порог погрузился ниже уровня моря и перекрылся морскими осадками. Позже, в плейстоцене и в неогене, гребень порога иногда выходил из-под уровня моря. В результате этого осадочная толща была размыва и сейчас здесь во многих местах обнажены базальты. Собранные с гребня образцы базальтов очень походят на фарерские траппы. Среди них встречаются своеобразные миндалекаменные базальты с зелеными смектитовыми и селадонитовыми минералами, долериты и долерито-базальты с мелкой вкрапленностью самородной меди.

В восточной части Норвежского моря выделяется плато Воринг, примыкающее к материковому склону Скандинавии. Для плато характерно полосчатое магнитное поле, которое продолжается сюда с океа-

нического ложа. На поверхности плато залегает толща кайнозойских осадков. Под осадками бурением вскрыты базальты. По структурным и текстурным признакам базальты плато Воринг походят на базальты Фареро-Исландского порога. В одной из скважин (338) на плато встречен маломощный (0,5—1,0 м) элювиальный горизонт, залегающий на базальтах. Он состоит из ожелезненных обломков базальтов, сцементированных кальцит-сметтит-гидрогетитовой массой. Вероятно, это реликты коры выветривания, которые сохранились от размыва. Следовательно, плато Воринг, как и Фареро-Исландский порог, до эоцена было сушей. С эоцена плато постепенно погрузилось в море и покрылось осадками.

Таблица

Атлантической провинции с базальтами других областей океана и суши

2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
48,73	49,48	49,15	46,96	48,42	49,3	47,24	49,80	49,31	49,34	50,19	49,22	50,22
1,90	1,66	2,23	1,87	2,66	2,8	1,84	1,33	1,39	1,49	0,75	1,48	1,66
16,31	14,94	14,24	15,63	13,49	13,5	15,73	16,87	16,15	17,04	17,58	15,18	15,60
3,58	2,31	2,11	10,23	4,29	5,4	1,86	2,07	2,41	1,99	2,84	3,18	5,08
7,16	10,14	11,36	5,20	9,49	8,7	10,63	7,28	6,79	6,82	7,19	9,32	6,91
0,22	0,24	0,24	0,17	0,16	0,2	0,20	0,16	0,16	0,17	0,25	0,20	0,18
7,06	7,13	6,99	6,19	10,71	11,0	9,17	11,38	7,99	7,19	7,39	6,22	4,65
1,22	11,28	10,75	8,46	6,35	5,9	9,70	8,01	11,78	11,72	10,50	10,47	8,10
2,64	2,18	2,50	3,74	2,52	2,5	2,94	2,78	2,82	2,73	2,75	2,22	2,92
0,82	0,44	0,21	1,29	0,44	0,4	0,48	0,18	0,26	0,16	0,40	0,75	1,32
0,36	0,20	0,22	0,26	0,38	0,3	0,22	0,14	—	—	—	0,15	—

анализов); 2 — базальты желоба Ян-Майен (среднее из 6 анализов); 3 — базальты из 11 анализов); 5 — базальты желоба Романш (среднее из 4 анализов); 6 — третичные базальты Фарерских островов (среднее из 18 анализов); 8 — эоценовые базальты хребта (среднее); 10 — океанический толеит (среднее из 150 анализов); 11 — океани-14 — траппы молодых платформ.

Большие площади в Северной Атлантике занимают глубоководные котловины, к числу которых относятся Лофотенская, Норвежская, Исландская. Фундамент этих котловин перекрыт осадками и о вулканогенной его природе можно судить по данным бурения и драгировок. Отдельные горы, не перекрытые осадками, сложены базальтами, т. е. представляют собой вулканические постройки. Полосчатое магнитное поле также указывает на базальтовый состав фундамента котловин.

В заключение обзора геологического строения Северо-Атлантической провинции следует отметить, что вулканогенная (базальтовая) природа фундамента этой провинции, на котором залегают кайнозойские осадки, не должна вызывать сомнения. Однако остается еще неясным, на чем же покоятся сами базальты. Учитывая, что в некоторых районах провинции мощность земной коры достигает 30—40 км и в 3—4 раза превышает обычную мощность океанической коры, можно говорить о существовании здесь погруженной субконтинентальной оболочки

(Белоусов, 1968). Это подтверждается и наличием красноцветной континентальной коры выветривания, встреченной в скважинах глубоководного бурения. Сейчас еще трудно судить в деталях об этапах формирования базальтового ложа. Судя по отдельным определениям абсолютного возраста базальтов, наиболее древние излияния происходили на восточной и западной окраинах провинции. В Шотландии их возраст 70—80, на Фарерах 50—60 млн. лет, в Восточной и Западной Исландии 10—15, на о. Ян-Майен — 0,5—1,0 млн. лет. В рифтовой зоне хребтов Рейкьянес, Колбенсей, Мона, Книпповича, в зонах трансформных разломов, в срединной зоне Исландии и на о. Ян-Майен происходят современные излияния лав. Таким образом, в целом, наблюдается определенная миграция вулканизма от окраин провинции к ее осевой линии. В деталях эта картина, очевидно, намного сложнее. Излияния лав в Северо-Атлантической провинции были во все время ее формирования и наземными и подводными. Однако морской режим со временем постепенно возрастал, а со среднего эоцена преобладал.

Петрохимия базальтов. Для химических анализов выбирались наиболее свежие образцы без гальмиролитических корок и гидротермальных изменений. В таблице приведены данные о среднем химическом составе магматических пород, полученных со дна при помощи драгировок и бурения на разных структурах Северо-Атлантической провинции. В этой же таблице для сравнения приведены средние составы наземных третичных базальтов восточной Исландии, Фарерских о-ов, о. Скай, океанических толеитов и щелочных базальтов из зон трансформных разломов.

Характерной особенностью третичных базальтов Северо-Атлантической провинции, отличающей их от океанических толеитов, является высокая железистость и титанистость. Содержание $Fe_2O_3 + FeO$ здесь превышает 10% и достигает максимума (17,69%) в базальтах Лофотенской котловины (скв. 343). Здесь же наблюдается и наибольшее содержание титана (3,12%). Следует отметить, что и содержание щелочей (Na_2O и K_2O) также несколько выше в более железистых и титанистых разновидностях базальта. Лишь базальты хребта Мона (скв. 345) и габбро-долериты хребта Книпповича (скв. 344) выделяются малой железистостью. Однако содержание щелочей и титана в них повышено по сравнению с океаническими толеитами. Особенно высокая щелочность наблюдается в базальтах хребта Мона (скв. 345). Характерно, что в последних наблюдается и низкая величина Na_2O/K_2O , равная 1, 2, что больше характерно для траппов, чем для океанических базальтов (Шейнманн, Баженова, 1972). По содержанию глинозема базальты хребта Мона и габбро-долериты хребта Книпповича относятся к высокоглиноземистым.

По содержанию щелочей подводные базальты Северо-Атлантической провинции делятся на низкощелочные (низкокалиевые), субщелочные и щелочные. К первым относятся базальты скважин 336, 338, 348, расположенные соответственно на Фареро-Исландском пороге, на плато Воринг и Исландском плато. Также в целом низкокалиевыми являются и базальты хребтов Рейкьянес и Колбенсей. Однако наряду с низкокалиевыми здесь встречаются базальты с повышенным содержанием калия, характерным для континентальных траппов. Для базальтов хребта Рейкьянес наблюдается увеличение щелочности при приближении к Исландии. Шиллинг (Shilling, 1973) объясняет это тем, что в Исландии существуют глубинные мантийные потоки магм (плюмажи), выносящие более щелочные лавы по сравнению с толеитами рифтовых зон срединных океанических хребтов. Интересно, что увеличение щелочности базальтов наблюдается и на Фареро-Исландском пороге. От

центра порога, где находится скважина 336, на запад (к Исландии) и на восток (к Фарерам) содержание калия увеличивается в 2—3 раза.

С хребта Колбенсей взято пока небольшое количество образцов. Из 9 проанализированных проб 7 оказалось с низким содержанием калия (0,18%) и 2 с повышенным (0,36 и 2,44%). Характерно, что одна из них (0,36%) с южного конца хребта, т. е. тяготеет к Исландии, а другая (2,44% K_2O) — с северного и тяготеет к разлому Ян-Майен.

Повышенная щелочность базальтов в зонах трансформных разломов отмечалась ранее (Харин, Богданов, 1974). Хорошо эта закономерность проявляется и в Северо-Атлантической провинции. Так, в зоне разлома Чарли Гиббс, отделяющем хребет Рейкьянес от Срединно-Атлантического хребта, выделяются щелочные базальты с содержанием калия 0,62%. Базальты желоба Ян-Майен, заложенного на одноименном трансформном разломе, еще более щелочные (0,82%). Высокую щелочность базальтов скважин 345, 343, 342 можно объяснить их приуроченностью к продолжению зоны трансформного разлома Ян-Майен в пределы Лофотенской котловины и плато Воринг.

По содержанию магния базальты Северо-Атлантической провинции довольно разнообразны. Здесь можно найти высокомагнезиальные базальты, приближающиеся к толеитам Срединно-Атлантического хребта, и низкомагнезиальные разности, характерные для траппов платформ. К первым относятся базальты хребта Мона (скв. 345) и габбро-долериты хребта Книпповича (скв. 344). Однако нужно оговориться, что высокая магнезиальность присуща не только океаническим толеитам. Третичные траппы восточной Исландии, Фарер и о. Скай являются также высокомагнезиальными (см. табл.). Однако их наземное происхождение не вызывает сомнения.

Заключая обзор петрохимических особенностей базальтов Северо-Атлантической провинции, следует отметить их специфичность. Важнейшей чертой вулканитов этой провинции является высокая железистость и титанистость. Этим они отличаются от океанических толеитов. Повышена также и щелочность базальтов, хотя в некоторых районах (Фареро-Исландский порог, плато Воринг, Исландское плато) их щелочность низкая и приближается к океаническим толеитам.

На дне Северной Атлантики пока не встречено достоверных коренных вулканических пород кислого и среднего состава, которые развиты на островах (Исландия, Ян-Майен). Возможно, это связано с недостаточной изученностью подводных вулканитов. Однако правдоподобнее это можно объяснить слабой дифференцированностью подводных базальтовых магм по сравнению с островными. Более глубокое положение зон выплавления магм под островами и наличие промежуточных магматических камер приводят к появлению разнообразных дифференциатов базальтовых магм. Общая повышенная щелочность и железистость базальтов Северо-Атлантической провинции также, очевидно, объясняется повышенной мощностью земной коры, в условиях которой магма быстрее всего появляется при наличии флюсующих компонентов.

Северо-Атлантическая вулканическая провинция является частью вулканической провинции Мирового океана и прошла сложный путь развития. Начало массового формирования вулканитов в Северной Атлантике относится к нижнему палеогену. Постепенно вулканические зоны мигрировали от периферии к осевой части провинции. Современный активный вулканизм проявляется лишь в рифтовой зоне хребтов, срединной зоне Исландии и в зонах трансформных разломов. На всем протяжении формирования провинции существовал как наземный, так и подводный вулканизм. Роль подводного вулканизма со временем возрастала. Значительные районы провинции (Фареро-Исландский порог,

плато Воринг, возможно, Роккол и др.) в эоцене — олигоцене опустились ниже уровня моря и стали бассейнами морского осадконакопления. Не исключаются и некоторые горизонтальные движения блоков, о чем свидетельствуют перемещения по зонам трансформных разломов. В целом вулканизм Северо-Атлантической провинции носит специфический облик, характерный для трапповых областей с повышенной по сравнению с океанической мощностью земной коры. Однако петрохимические особенности вулканитов провинции определяются как конкретными структурными условиями, так и характером наложенных процессов океанического рифтогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В. А.** Магматизм Исландии.— Сов. геология, 1971, № 1.
Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., 1968.
Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М., 1972.
Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., 1972.
Харин Г. С., Богданов Ю. А. Базальты глубоководной впадины Романш.—Океанология, вып. 14, 1974, № 4.
Энгель А. Е., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана.— Основные проблемы океанологии. М., 1968.
Шейнманн Ю. М., Баженова Г. Н. Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океанов и материков.—Бюл. МОИП, отдел геолог., 1972, № 3.
Dmitriev L. Y. Petrochemical study of basaltic basement of the Mid-Indian Ridge.— Leg. 24. Initial Reports, 1974, vol. 24.
Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.—Bull. Geol. Soc. America, 1965, vol. 76.
Kuno H. High-alumina basalts.—J. Petrology, 1960, vol. 1.
Noe-Nygaard A. Chemical composition of tholeiitic basalts from the Wyville—Thompson ridge belt.—Nature, 1966, v. 212, N 5059.
Thompson R. N., Esson J., Dunham A. C. Major element chemical variation in Eocene lavas of the Isle of Skye, Scotland.— J. Petrology, 1972, v. 13, N 2.
Shilling J. G. Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykianes Ridge.—Nature, 1973, v. 242, N 5400.
Vogt R. R., Ostenso N. A., Jonson G. L. Magnetic and bothymetric date bearing on sea floor spreading north of Iceland.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 5.

РЕШЕНИЕ
ВТОРОГО ВСЕСОЮЗНОГО ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОГО
СИМПОЗИУМА ПО ПРОБЛЕМЕ МЕТОДОВ
ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ
И ВУЛКАНИЗМА ДОКЕМБРИЯ

Второй Всесоюзный палеовулканологический симпозиум был создан в завершающий год девятой пятилетки, в период подготовки к очередному XXV съезду КПСС. Поэтому работу следует считать известным вкладом вулканологов и геологов страны в разработку оригинального палеовулканологического научного направления, способствующего повышению эффективности геологоразведочных работ и тем самым обеспечивающего выполнение задач, стоящих в настоящее время перед обширным коллективом геологов нашей страны в области дальнейшего развития минерально-сырьевой базы СССР.

Работа симпозиума проходила в г. Петрозаводске и в ряде доступных для изучения районов Карелии, непосредственно на обнажениях, где наиболее полно представлены различные типы докембрийских вулканогенных образований.

В работе симпозиума приняло участие 300 человек, в том числе 150 иногородних представителей от 60 научно-исследовательских и производственных организаций и учебных заведений.

На симпозиуме были представлены тезисы 116 докладов, из числа которых 38 было заслушано на заседаниях, а 22 рассмотрено демонстрационным методом.

В докладах рассматривались два главных вопроса: а) методы палеовулканологических реконструкций и б) вулканизм докембрия.

Выбор тематики Карельского симпозиума обусловлен необходимостью дальнейшей разработки проблем, выдвинутых на Первом палеовулканологическом симпозиуме в Москве в 1973 г., и спецификой геологического строения Карельской АССР с ее обширными полями докембрийских вулканогенных образований. Соответственно, главная цель палеовулканологии — изучение вулканизма в истории Земли, намеченная на предыдущем обсуждении в Москве, была реализована в Карелии в отмеченных двух направлениях.

Сейчас становится все более очевидным, что совершенствование методов палеовулканологических реконструкций представляет одну из главных задач на пути познания эволюции вулканизма в истории Земли. Вполне понятно также, что изучение вулканизма докембрия не только как части проблемы геологии докембрия, привлекающей в последнее время всеобщее внимание, но и как одного из важнейших звеньев общей истории вулканизма Земли, должно составить неотъемлемую часть дальнейшего палеовулканологического исследования. Поэтому в Карелии были рассмотрены наряду с общими вопросами методики палеовулканологических реконструкций также и материалы по древнейшим вул-

канитам и по вулканизму, отвечающему начальным этапам становления земной коры и Земли в целом.

В решении Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума уже отмечалось, что палеовулканология представляет самостоятельное научное направление, призванное вскрыть новые закономерности образования и размещения вулканогенных образований в целях более обоснованного прогнозирования связанных с ними полезных ископаемых. Сейчас участники симпозиума подчеркивают, что после Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума значительно увеличился интерес к проблемам палеовулканологии, и это находит выражение в расширении географии таких исследований и в охвате различных стратиграфических уровней.

Огромный поток публикаций, в том числе обобщающих работ по проблемам палеовулканологии, указывает на большую актуальность тематики, выдвинутой для обсуждения на симпозиуме.

Констатируя общие успехи в развитии палеовулканологических исследований, совещание с сожалением отмечает прекращение работ по созыву семинаров, сопровождаемых стажировкой и преследующих цели ознакомления с современными вулканическими процессами. Между тем такие семинары можно было бы созывать не только на Камчатке, где они ранее проводились, но и в Армении с ее замечательными вулканическими объектами, широко известными по описаниям Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. Н. Заварицкого и других ученых нашей страны.

Палеовулканологические реконструкции

Практика геологоразведочных работ выдвигает перед палеовулканологическими исследованиями широкий круг задач, решение которых должно способствовать выбору наиболее рациональных методов поиска полезных ископаемых, возникших в связи с вулканической деятельностью геологического прошлого. Одной из основных задач палеовулканологических исследований в практическом плане является разработка методов реконструкций, поскольку от этого в значительной степени зависит успех детальных поисков и разведки полезных ископаемых.

Важные задачи стоят также и в области создания современной палеовулканологической теории.

В связи с этим можно выделить следующие наиболее существенные моменты в разработке методов палеовулканологических реконструкций:

1. Составление типовых эталонных макетов разномасштабных палеовулканологических карт и легенд к ним и привлечение палеовулканологических карт к металлогеническим построениям.

2. Уточнение и улучшение существующих и разработка новых методов палеовулканологических реконструкций. Более широкое привлечение к решению палеовулканологических проблем геофизических методов исследования.

3. Выявление закономерностей размещения систем вулканических построек и отдельных вулканических сооружений в пределах конкретных вулканических полей, областей и тектонических структур, и закономерностей размещения среди них рудоносных объектов.

4. Дальнейшее развитие палеовулканологической теории, включающей определение общего баланса работы механизма, поставляющего из недр Земли разнообразные продукты вулканизма, и преследующей цели анализа отношений вулканизма с тектоникой, рудогенезом и другими геологическими процессами.

Вулканизм докембрия

Участники симпозиума отметили значительные успехи в изучении вулканических комплексов и палеовулканологических реконструкций в докембрии, достигнутые в последние годы в Карело-Кольском, Украинском, Сибирском и других регионах Советского Союза. Так, в ряде районов установлена стратиграфическая и геотектоническая позиция вулканитов, выделены их разнообразные фациальные группы, открыты вулканические постройки, проведены палеовулканологические реконструкции, выявлено влияние вулканизма на ход осадконакопления и формирование рудных концентраций, обнаружено относительно широкое развитие ультраосновных вулканитов, получены данные об эволюции вулканизма в ходе геологического развития докембрия. Из палеовулканологического метода познания геологического строения метаморфических толщ палеовулканология докембрия стала предметом самостоятельного изучения.

Симпозиум считает необходимым развивать и углублять исследования по палеовулканологии докембрия, проводя их в комплексе с геологическими, литологическими, геофизическими, радиологическими и другими видами работ. Важной остается задача разработки методов и методик изучения неоднократно метаморфизованных докембрийских образований. Среди задач методического плана выделяются вопросы: диагностика вулканических пород и расшифровка первичных текстур и структур с тем, чтобы отличить их от вторичных метаморфогенных; выделение в вулканогенных толщах лавовых потоков и их серий, пластов вулканогенно-осадочных пород и вулканогенных фаций; реконструкция вулканических построек и определение их структурного положения, построение палеовулканологических карт и схем; установление эволюции вулканизма в докембрии в целом и на отдельных его этапах, а также выявление эпох вулканизма и связанного с ними рудообразования и пространственных закономерностей их размещения. В этом плане особое значение для познания эволюции глубинных зон Земли имеет выявление и изучение ультраосновных вулканитов — пикритов, меймечитов и их щелочных производных. Совершенствование петрохимических, геохимических, петрофизических, геофизических, радиологических и других методов исследования применительно к метаморфизованным вулканитам.

Симпозиум обращает внимание на необходимость проведения сравнительно-вулканологических исследований для выявления сходных, а также отличительных и специфических черт докембрийского вулканизма по отношению к более молодым вулканическим проявлениям. Среди докембрийских вулканических эпох большого внимания требуют наиболее древние проявления, распознавание которых затруднено наложением высокотемпературного метаморфизма. Важной представляется разработка проблемы длительности геологических интервалов и интенсивности вулканических проявлений для выяснения необратимых черт в истории развития древней палеокоры земного шара.

Организационные вопросы

1. Считать необходимым преобразование палеовулканологической комиссии при Петрографическом комитете в палеовулканологическую комиссию при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР.

2. Рекомендовать научным и производственным геологическим учреждениям дальнейшее расширение имеющихся подразделений, групп,

а также создание новых специализированных лабораторий, занимающихся разработкой общих теоретических и методических палеовулканологических проблем. Отметить целесообразность практики работы коллектива МГУ, проводившего специальные семинары по актуальным проблемам палеовулканологии и сопровождающей древний вулканизм металлогении, и рекомендовать дальнейшее развитие работ в этой области.

3. Считать необходимым развертывание палеовулканологических исследований в следующих трех основных направлениях:

а) составление эталонных палеовулканологических карт для различных территорий Советского Союза,

б) составление макетов палеовулканологических карт как основы для мелкомасштабных палеовулканологических карт для всей территории Советского Союза,

в) составление очерков палеовулканологии различных территорий СССР.

4. Обратит внимание на необходимость дальнейшей популяризации палеовулканологических исследований на основе публикации основных сведений о результатах проведенных палеовулканологических исследований и о наиболее важных итогах палеовулканологических совещаний.

5. Просить Министерства высшего и среднего специального образования СССР и РСФСР включить в учебные планы геологических и геологоразведочных факультетов университетов и институтов, а также в горных и геологоразведочных техникумах курс «Палеовулканология».

6. Считать необходимым издание журнала «Палеовулканология [или «Вулканология»] и полезные ископаемые».

7. Продолжить систематический созыв палеовулканологических совещаний. Следующее совещание провести в 1977 году в г. Новосибирске на тему: «Планетарные палеовулканологические реконструкции и методы составления палеовулканологических карт».

8. Считать целесообразным опубликование трудов симпозиума.

9. Отметить исключительно четкую работу оргкомитета, обеспечившего успешное проведение совещания.

10. Рекомендовать участникам совещания широко осветить в печати главные результаты проведенной на нем работы.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Т. Фролов, Т. И. Фролова. К вопросу о принципах выделения и классификации вулканических и вулканогенно-осадочных формаций	3
А. А. Предовский. Петрогеохимическая систематика вулканических горных пород	8
С. Н. Сулова, Ю. Б. Богданов, Л. В. Травин. Петрохимическая характеристика древнейших основных вулканитов докембрия	15
Б. А. Марковский, Э. А. Ланда. Вулканические гипербазиты докембрия и некоторые проблемы ультраосновного вулканизма	25
В. М. Чернов, К. А. Инна, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская. Кислый вулканизм ранних этапов развития Балтийского щита	32
О. М. Струева, Т. А. Скаржинская. О проявлениях кислого вулканизма в докембрии Украинского щита	40
Н. В. Аксаментова, Л. В. Ганзеева. Петрологические особенности среднепротерозойских оливиновых габбро-диабазов юга Белоруссии	48
Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров. Основные черты петрологии и металлогении вулcano-плутонических ассоциаций основного-ультраосновного состава докембрия Воронежского кристаллического массива	56
Х. С. Таджидинов. Докембрийский вулканизм Центрального Памира	63
М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай. Геотектоническая позиция палеовулканизма колчеданоносных геосинклинальных систем	66
М. А. Беридзе, М. П. Пруидзе, Г. А. Чихрадзе. Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали южного склона Большого Кавказа	73
Р. Т. Джрбашян, О. П. Гуюмджян, Р. Н. Таян. Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития юго-восточного склона Малого Кавказа	81
Р. Н. Абдуллаев, Р. К. Гасанов, Г. В. Мустафаев, М. А. Мустафаев. Особенности развития геосинклинального вулканизма северо-восточной части Малого Кавказа	87
А. М. Глевасская, Н. М. Дзоценидзе, Н. П. Михайлова, В. Н. Цыкора, С. И. Кулошвили. Особенности развития вулканизма южной Грузии по палеомагнитным данным	94
Н. П. Михайлова, А. М. Глевасская, В. Н. Цыкора. Некоторые черты орогенного вулканизма Карпат по данным палеомагнитного картирования	102
Г. С. Харин. Сравнительная характеристика подводного и наземного вулканизма Северо-Атлантической провинции	108
Решение Второго Всесоюзного палеовулканологического симпозиума по проблеме методов палеовулканологических реконструкций и вулканизма докембрия	115

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И ЕГО ПРОДУКТЫ
СИСТЕМАТИКА, ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ

(Материалы Второго Всесоюзного
палеовулканологического симпозиума.
2—7 июня 1975 г.)

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии Карельского филиала АН СССР*

Редактор А. В. Щемелева
Технический редактор Г. В. Козлова
Корректор Л. С. Баранцева

№ 8

Сдано в набор 22/IV 1977 г. Подписано к печати 2/IX 1977 г. Е—02392 Формат
70×108¹/₁₆. Бумага №1. Усл.-печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 10,2. Изд. №10. Заказ 416.
Тираж 500 экз. Цена 1 руб. 53 коп.

Карельский филиал АН СССР, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11.
Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР.
Сортавала, Карельская, 42.